

EDMOND COULET

MORPHOLOGIE DES PLAINES
ET GARRIGUES
DU LANGUEDOC MEDITERRANEEN

TOME I

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER III

— LE 7 JUIN 1975 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1978

COMPOSITION DU JURY

- M. Raymond DUGRAND, *Président, Professeur à l'Université de Montpell*
- M. Gaston BEAUDET, *Rapporteur, Professeur à l'Université de Perpignan*
- M. Max DERRUAU, *Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand,*
- M. J. DRESCH, *Professeur à l'Université de Paris VII,*
- M. M. GOTTIS, *Professeur à l'Université de Bordeaux III,*
- M. J. NICOD, *Professeur à l'Université d'Aix-en-Provence,*



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548323_0007

MORPHOLOGIE DES PLAINES ET GARRIGUES DU LANGUEDOC MEDITERRANEEN

TOME I

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE MONTPELLIER III

— LE 7 JUIN 1975 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1978



L'Atelier de Reproduction des Thèses décline toute responsabilité
touchant la qualité technique des documents qu'il reproduit.

La loi du 11 mars n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les "copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective" et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, "toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite" (alinéa 1er de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISBN 2-7295-0077-4

© Edmond COULET, 1978

ETUDE MORPHOLOGIQUE DES
PLAINES et GARRIGUES DU BAS-LANUEDOC MEDITERRANEEN

entre leurs marges roussillonnaises et rhodaniennes et leur
environnement montagnard

AVANT - PROPOS

A la mémoire de mon Maître,
le Professeur P.MARRES à qui je dois d'être
devenu un Géographe et un Languedocien.

Voici un texte de bonne foi sur un vaste sujet. Le Professeur P.MARRES qui connaît bien la richesse du champ d'études languedocien dont il a été, pendant des décennies, l'infatigable guide au profit de ses étudiants et de ses hôtes, a bien voulu me le réserver. Il sait la fierté que j'en ai éprouvé: j'ai ressenti cette offre comme un legs du Maître à son disciple- gêné cependant de lui avoir fait attendre si longtemps la réalisation du travail confié.

C'est qu'en réalité, le Bas-Languedoc méditerranéen s'est révélé un terrain difficile que je n'ai pu investir que lentement. S'agissant de la préparation d'une Thèse, l'on sait bien que faire avancer la connaissance morphologique régionale, si modestement que ce soit, c'est aussi compléter la formation du chercheur lui-même, au cours d'un long effort principalement solitaire.

Heureusement le Midi est attractif et les morphologues se rassemblent en une corporation vivante: j'ai donc eu la chance de recevoir de nombreux encouragements.

Mes remerciements iront aux Professeurs J. TRICART, R. RAYNAL et F. JOLY qui m'ont aidé à aborder les problèmes du Quaternaire, attirant, en particulier, mon attention sur l'intérêt d'une comparaison entre le Bas-Languedoc et le Maroc. De son côté, E. de VAUMAS m'incitait à établir un parallèle avec le Proche Orient méditerranéen.

Le Professeur J. DRESCH, traçant, en quelque sorte, une "coupe" sub-méridienne des pays de l'Ouest du Rhône, d'Uzès à Perpignan, voulut bien m'admettre en la compagnie de deux de ses élèves d'alors: K. DISKCHITT et J. Von FALKENHAYN. C'est, complé- mentairement, une "coupe" Ouest-Est, du Larzac au pays nîmois, que j'ai pu réviser, avec une vision renouvelée, sous la direction de P. BIROT qui avait accepté de m'admettre parmi ses étudiants et ses collaborateurs dont étaient J. J. DUFAURE et J. L. CHAPUT.

Sans oublier les participants à l'Inter-Universitaire" de 1968, sont venus visiter mon terrain d'études et l'éclairer de leurs avis: le Professeur G. ROUGERIE et J. C. WIEBER; le groupe des enseignants de Reims, autour de R. GULIELMO; celui de Brest, dirigé par A. GUILCHER; l'équipe des E. N. S. de St-Cloud et de Fontenay-aux-Roses, conduite par Mme BONNAMOUR, avec Mlle J. RAFFY et M. F. MORAND. D'Aix-en-Provence, Madame et le Professeur P. GABERT, de Grenoble, les Professeurs Y. BRAVARD et J. MASSEPORT dont je ne mentionne pas le nom sans émotion- ont bien voulu prendre sur leur temps et m'apporter critiques et conseils amicaux. Plus récemment, j'ai eu le plaisir d'une fructueuse journée de terrain avec le Professeur A. JOURNAUX. A chacun j'exprime ma gratitude.

Je n'aurai garde d'oublier ce que je dois à la Commission des Phénomènes karstiques que préside le Professeur P.FENELON particulièrement à l'occasion de l'Excursion-Colloque de Juillet 1968, au cours de laquelle j'ai pu recueillir les points de vue d'éminents spécialistes des pays calcaires: J.ROGLIC, J.DEMANGEOT, J.NICOD et J.CORBEL -brutalement disparu depuis.

Ma dette n'est pas moins importante à l'égard des chercheurs établis en Languedoc-Roussillon.

Je veux, ici, saluer la mémoire de P.MARCELIN auprès de qui j'ai fait mes premiers pas dans la Garrigue nîmoise et dont les travaux de Naturaliste étaient si proches des préoccupations des géographes. C'est dans "son" Musée que j'ai rencontré C.HUGUES ~~mais~~ je n'ai que bien insuffisamment profité du grand savoir qu'il a acquis en Pré-histoire, ainsi que A.BONNET dont on connaît les travaux sur le Plio-Quaternaire rhodanien. L'on n'ignore pas, en effet, que, soucieux de synthèse, le morphologue est presque toujours "demandeur", en quête de déterminations auprès des Laboratoires spécialisés. Dans ces démarches, je me suis efforcé de n'être pas importun. Mais il faut souligner l'amabilité avec laquelle j'ai toujours été accueilli à l'Université des Sciences et Techniques de Montpellier, tant chez les botanistes par le Professeur Ch.SAUVAGE qu'auprès des palynologistes par Mme Van CAMPO et des géologues et hydro-géologues: que Messieurs P.DEMANGEON, J.AVIAS, J.MATTEI, M. MATTAUER, C.DROGUE, J.MICHAUX, J.L. REILLE et H.GONORD en soient remerciés. Ma gratitude va également à P.DUBOIS qui voulut bien correspondre longue-

ment avec moi tant à propos du karst que des surfaces d'aplanissement; à H.PALOC du B.R.G.M. et à H.SALVAYRE, depuis Perpignan qui m'ont communiqué sans retard leurs principaux travaux intéressant la karstologie. Une passionnante conversation avec M.GOTTIS m'a beaucoup appris.

Ce même souci de liaison, je l'ai trouvé dans l'équipe des Ingénieurs géologues et pédologues de la C.N.A.R.B.R.L., auprès de Messieurs H.ARNAL, G.BOUTEYRE, P.RUTTEN, J.VIGNERON, J.BARRIERE qui fut fréquemment mon compagnon de terrain, me permettra, en toute amitié, de mentionner la dette toute particulière que j'ai contractée à son égard.

Il va sans dire que ces travaux géologiques et pédologiques qui m'étaient ainsi communiqués comportaient une grande part de résultats acquis au laboratoire. La recherche sédimentologique relative aux formations tertiaires et à beaucoup de dépôts quaternaires n'était plus à faire. Je désirai, cependant, apporter ma contribution à la connaissance des terres rouges, en relation avec les problèmes du karst. A Montpellier, J.REVERT, comme à Paris, Mme TERS m'y ont aidé cependant que Mlle J.RAFFY m'acceptait comme apprenti dans le laboratoire de l'E.N.S. de Fontenay-aux-Roses, comparable par la taille et les équipements à celui qu'on installait dans notre Institut.

J'ai naturellement rencontré les encouragements les plus quotidiens auprès des Géographes montpelliérains. Je compte, parmi eux les étudiants de D.E.S. puis de Maîtrise qui ont tou-

jours été d'agréables et utiles compagnons de courses. Je ne les sépare guère, d'ailleurs, de ceux qui m'ont été adressés, pourvus de sujets de mémoires d'intérêt régional, par diverses Universités françaises et, quelquefois, allemandes ou qui sont venus spontanément me contacter. Considérant qu'il est difficile et peu profitable de maintenir un "domaine réservé" scientifique, j'ai également accueilli les uns et les autres et, dans la mesure du possible, je les ai guidés sur leur terrain qui était aussi le mien. Leurs travaux sont en bonne place dans la bibliographie qui accompagne ce travail; au nombre des étudiants montpelliérains, je dois remercier plus particulièrement celui d'entre-eux qui est allé le plus loin dans le domaine de la recherche, G. FABRE, dont les compétences me sont désormais précieuses en spéléologie et karstologie. Parmi les Enseignants, R.LAMORISSE et B.VIELZEUF ont souvent partagé mes curiosités et mes doutes; le Professeur J.Le COZ m'a guidé dans les pays de

l'Aude. Je ne pourrai dire en quelques mots tout ce que je dois au Professeur R.DUGRAND: non seulement il m'a utilement conseillé, au plan pédagogique, lors de mes débuts dans l'Enseignement supérieur, non seulement il m'a encouragé sans cesse à aller de l'avant, en particulier au moment de la préparation de sa Thèse complémentaire, mais il a bien voulu m'incorporer dans l'équipe de l'Atlas régional du Bas-Languedoc-Roussillon, m'y confiant d'importantes responsabilités dans le cadre de la partie physique et, surtout, me donnant à réaliser la maquette de la carte morphogénétique. J'avoue bien volontiers qu'après plus de 10 ans

de recherches régionales, il ne m'a pas paru possible de laisser échapper pareil travail.

Cette décision eut, quant à la présente thèse, de sérieuses conséquences. Comme on pouvait le prévoir, elle en a retardé l'achèvement de plus de trois ans. Par ailleurs, elle a permis d'en enrichir quantitativement et qualitativement l'appareil graphique et cartographique. Des habitudes et quelques compétences nouvelles s'acquièrent dans l'assiduité à la table à dessin. Je remercie J.SCHULTZ de ses suggestions au niveau de la conception de carte et H.HOLTZSCHERER puis G.VILLAGORDO, sans oublier Y.BARRET, qui ont repris, avec quelle patience, mes maquettes à la table lumineuse et en couches à tracer. Enfin, la mise en oeuvre d'une carte morphologique d'ensemble du Bas-Languedoc-Roussillon qui ne pouvait être arrêtée sur des limites administratives, a permis d'utiliser les enseignements introduits par la référence aux régions voisines dont l'étude est fréquemment plus avancée que celle de la nôtre. De ce fait, la réalisation cartographique a influé sur la conception même de l'ouvrage que je présente ici: sans cesser pour autant, de centrer mon étude sur le Bas-Languedoc méditerranéen, j'ai cru ne devoir jamais perdre de vue la corrélation avec les secteurs adjacents qui, à mon sens, introduit un intérêt supplémentaire, permettant quelquefois d'élargir les perspectives de l'évolution paléo-géographique aux dimensions du Sud-Est français, comme de mieux marquer l'originalité de mon terrain de thèse. La cartographie cessant d'être illustration pour servir en grande partie de fondement au

texte, une rédaction entièrement nouvelle, plus courte et plus dense, devenait nécessaire.

Sans doute ne serais-je pas parvenu à l'achever sans les critiques constructives, les conseils et les encouragements bienveillants de G.BEAUDET: récemment venu en Languedoc-Roussillon, il n'est pas, et de beaucoup, celui à qui je dois le moins.

I N T R O D U C T I O N

On ne saurait expliquer des paysages sans les avoir, auparavant, décrits.

Nous respecterons cette démarche classique de la monographie morphologique, nous appuyant, de surcroît, mais seulement lorsque l'échelle des phénomènes le permet, sur la carte d'ensemble au 1/750 000ème jointe à ce travail et dont la place, dans l'élaboration de ce dernier, a été définie dans l'avant-propos. De la sorte, l'ouvrage que nous proposons peut prendre, par instant, l'allure d'un mémoire explicatif-méthode d'exposition géographique légitime- s'appliquant à un ~~document~~ cartographique longuement élaboré. Mais il ne saurait se ramener à cela. C'est dans notre table des matières, plutôt que sur cette carte à petite échelle, qu'il convient de chercher une impression synoptique des sujets abordés. Le 1/750 000ème, propre à replacer le Bas-Languedoc dans l'espace plus vaste du Sud-Est français, ne permet évidemment pas de couvrir tous les aspects fondamentaux de notre région: morphologie karstique et modelé quaternaire, notamment. C'est pourquoi, si important qu'ait été, pour notre recherche le document pré-cité, il ne pouvait servir à lui seul de support au texte ni constituer le seul fondement graphique de ce travail.

Les paysages morphologiques du bassin occidental de la Méditerranée rassemblent, d'ordinaire, dans des espaces restreints, la montagne, les collines ou les bas plateaux et les plaines, là

sèches et caillouteuses, ailleurs fiévreuses et mal drainées, mais souvent relativement exigües. Il en résulte un relief essentiellement contrasté: partout, sur les hauteurs, transparentes les roches en place que l'érosion a mises à nu, tandis que les fonds montrent des formations meubles, les unes et les autres mal dissimulées, sous la vive lumière méridionale, par une végétation le plus fréquemment buissonnante et xérophile que de multiples abus humains ont appauvrie.

La façade française sur la mer intérieure assume pleinement ces traits fondamentaux du pittoresque méditerranéen, mais non sans nuances régionales. Dans ce cadre, l'originalité du Bas-Languedoc tient, d'abord, à la distribution des masses du relief.

Disposition d'ensemble:

Les plaines, plus étroites dans la région centrale, au droit de Montpellier et de Sète, plus étalées aux extrémités, vers les pays rhodaniens et de l'Hérault à l'Aude, y occupent une superficie qui revêt, par exception, une certaine importance: le tiers de l'ensemble.

La montagne, jamais très élevée et de formes lourdes-mais toujours présente - dessine le fond du décor (Lozère: 1 699 mètres; Aigoual: 1 567 mètres). Mais elle prend ses distances, culminant à 60 ou 80 kilomètres du littoral. L'espace qui sépare la mer des sommets n'est pas tel, toutefois, que le Bas-Languedoc

méditerranéen ne puisse être défini comme un boulevard de circulation. Nulle part l'on ne perd vraiment de vue ces deux entités. De l'Observatoire de l'Aigoual, par-delà les proches contreforts du Massif Central et les Garrigues de l'Hérault, plus éloignées, que la perspective écrase, on aperçoit, au travers de la brume de chaleur estivale, le clair miroitement du Golfe du Lion. Inversement, des plages du Grau-du-Roi ou de Palavas, par temps sec et, singulièrement, en hiver, l'on distingue la crête de la Séranne qui marque la retombée du Causse du Larzac, et la muraille irrégulière des Cévennes s'estompant à l'horizon.

Dans l'intervalle, le monde des Garrigues, plateaux disposés en gradins comme aimait à le rappeler J. SION (1922)

Le Bas-Languedoc méditerranéen central:

Cette disposition que l'on retrouve aisément dans les Corbières orientales et en Basse Provence calcaire, est particulièrement évidente entre Sète et Ganges, localités qui s'alignent sur des méridiens très voisins. Ce Bas-Languedoc méditerranéen et central coïncide avec l'étendue des calcaires mésozoïques et, principalement, jurassiques dont les affleurements offrent, en gros, une assez belle continuité (le Tithonique étant le faciès le plus remarquable); de la sorte, les Garrigues paraissent prolonger le Causse du Larzac jusqu'à proximité des étangs littoraux. Aux différences écologiques près que l'altitude commande, elles prolongent, au-delà de ses limites fortement soulignées par la Séranne, bien des traits du Causse: prédominances des surfaces

d'aplanissement, faible puissance des sols et des formations superficielles laissant fréquemment transparaître le roc, importance des phénomènes karstiques.

Pourtant, même dans ce secteur de plateaux compacts, le relief se montre relativement aéré. C'est moins le fait des gorges entaillées par les organismes fluviatiles pérennes au coeur des massifs calcaires (Hérault, Vis, Rieutort, Lamalou, Buèges, Mosson, Coulazou, ruisseau des Corbières) que la conséquence de l'évidement de dépressions marneuses. Celles-ci ont été déblayées soit dans les affleurements vulnérables du Lias (combes de Murviel et de Mortiers) ou du Crétacé inférieur (synclinal de Ganges), soit au sein de terrains appartenant aux couvertures discordantes tertiaires, généralement paléogènes (fossé de Sainton; synclinal de St-Paul et Lamalle sur lequel s'articulent, plus ou moins directement les fossés monoclinaux de Murles, Montarnaud, Saugras, la Boissière, Argelliers; plaine d'effondrement d'Aniane bassin de St-Martin-de-Londres; fossé de Montoulieu) à quoi l'on ajoutera le fossé néogène de Montbazin-Gigean. Ainsi se révèle une structure complexe, à la fois plissée et faillée. Au pied de la culmination anticlinale de Viols-le-Fort/ St-Loup, bordée à l'Ouest par la retombée du lourd anticlinal du pays de Buèges, la région de St-Martin-de-Londres et du Causse de Pompignan rappelle la disposition cellulaire qui s'impose en Provence occidentale (bassins d'Aix, de Marseille et du Beausset) avec le même style de complications chevauchantes sur les contacts de

deux entités voisines. Un sommaire examen permet donc de mettre en évidence la commune architecture pyrénéo-provençale, établie de chaque côté du Rhône et dont Emmanuel de Martonne relevait la continuité dans sa "France physique". Toutefois, de même qu'en Provence se manifestent des accidents transversaux, en Bas-Languedoc, la grande variété des orientations définies par les lignes tectoniques laisse soupçonner que l'ordonnance pyrénéo-provençale y a été perturbée.

En contraste avec le rôle majeur joué dans les paysages par les surfaces d'aplanissement, il demeure donc nécessaire de se référer sans cesse aux détails d'une structure complexe, polyphasée, et remise en valeur par les effets d'une érosion géologiquement récente-postérieure, en tous cas, à l'élaboration des surfaces. A examiner ces dernières de plus près, on doit opposer les étendues, assez limitées, que caractérise la perfection de leur aplanissement (pli de Montpellier au Nord-Nord-Ouest de cette ville) aux secteurs qui juxtaposent les preuves de dégradations fluvio-karstiques: vallées sèches et poljés élémentaires, plus fréquents ou du moins plus remarquables que les dolines (Causse d'Aumelas, plateaux du Sud de Viols-le Fort et du Sud du St-Loup). Une sculpture différentielle discrète s'est ainsi imposée dans l'étendue de nombreuses Garrigues qui portent la marque des systèmes morpho-climatiques quaternaires et, notamment, du modelé périglaciaire. Mais c'est, néanmoins dans les bassins marneux que les formes pléistocènes sont les plus typiques et les mieux hiérarchisées.

Le Bas-Languedoc méditerranéen oriental

Les signes d'une semblable évolution morphologique se lisent en Bas-Languedoc oriental: importance des surfaces d'aplanissement, dégradation différentielle de ces dernières, pouvant aller jusqu'à la mise en place d'un relief appalachien authentique (double anticlinal de St-Just), incision des canyons dans les plateaux calcaires (Ardèche, Cèze, Gardon), évidemment de "bassins" de Garrigues se réclamant de définitions variées (combes anticlinales, aires synclinales, fossés); également évidentes sont les empreintes des systèmes d'érosion quaternaires qui manifestent, par ailleurs, une certaine originalité du fait de l'abondance des loess aux marges rhodaniennes.

En effet, sur ce fond d'évolution commune, on peut mettre en évidence quelques nuances sous-régionales. Mais, en première approximation, les plus notables dépendent de particularités structurales plutôt que de différences méso-climatiques. En premier lieu, il convient de prendre en considération les distances. Si une trentaine de kilomètres seulement, séparent Montpellier du Causse du Larzac, c'est près de 70 kilomètres qui s'étendent entre Aramon et, aux environs de Bordezac, dans l'arrière pays de St-Ambroix, le contact de la Cévenne schisteuse avec sa couverture sédimentaire; le monde des Garrigues s'élargit donc considérablement. Il perd, aussi, de son unité, coupé qu'il est par un couloir de plaines, large de 7 kilomètres, en moyenne, long d'environ 80, dessinant une sorte de S et alignant

le bassin de Barjac, le fossé d'Alès, la gouttière de la moyenne vallée du Gardon et l'aire synclinale de St-Chartes-Sommières. Il s'agit d'une zone abaissée où se sont sédimentés des terrains tertiaires, généralement vulnérables (marnes et marno-calcaires) mais partiellement inter-stratifiés de cailloutis détritiques grossiers d'origine cévenole et péri-cévenole. Si l'on veut bien considérer que le Bas-Languedoc sédimentaire constitue l'avant-pays des Cévennes, le fossé d'Alès et ses annexes, piégeant les sédiments corrélatifs de l'orogénèse, en figurent le piedmont. D'où ces conglomérats rugueux qui accidentent modestement cet ensemble de plaines auxquelles les tracés des rivières ne se sont que partiellement adaptés et qui localisent une aire de faiblesse régionale importante.

Elle isole, au Sud-Est, les Garrigues de Nîmes, Uzès et Lussan- Garrigues crétacées dont les aspects les plus typiques ressortissent au faciès urgonien. On lui doit l'abondance et l'intensité des phénomènes karstiques. Par ailleurs, ce faciès impose les formes lourdes de plis pyrénéo-provençaux de style beaucoup plus simple que celui du pays montpelliérain. Il en résulte une certaine massivité de cet ensemble, du reste aplani, qu'aèrent toutefois quelques "bassins" :combes (Vaunage, Valliguières, Belvezet, Lussan, Lédenon), aires synclinales (Tave, Uzès, Vallée de l'Alzon), ainsi qu'une série d'effondrements (fossés de Pujaut, d'Estézargues, Vistrenque) en liaison avec le grand accident de Nîmes et le horst de la Costière, secteur résistant au sein de la subsidence camarguaise.

A l'est du fossé d'Alès, les couches du Jurassique et du Trias réapparaissent rapidement dans la zone sous-cévenole, recouvrant en discordance marquée, tantôt le substrat anté-stéphanien, tantôt les structures complexes du bassin houiller. La tectonique pyrénéo-provençale est décelable dans cette couverture sédimentaire, mais se combine avec un ensemble de dislocations sub-méridiennes, armoricaines et varisques dont les relations avec les panneaux du socle sous-jacent, bien que certaines, ne sont pas simples. Ce pays disloqué est aussi profondément disséqué par des organismes fluviatiles obéissant à la pente créée par la dorsale cévenole et non aux structures déformant les couches mésozoïques. Mais sitôt quitté le fond des thalwegs néandreaux s'impose la lourdeur des plateaux ainsi entaillés où les formes structurales elles-mêmes, mal dégagées et quelquefois comme alignées de proche en proche à des altitudes assez comparables, semblent dériver de la dégradation d'une ou plusieurs surfaces d'aplanissement- d'ailleurs déformées.

Au Nord de St-Ambroix, par suite de la disparition de la dépression d'Alès-Barjac, les Gras ardéchois s'accolent, sans solution de continuité, à une zone sous-cévenole dont l'architecture se simplifie considérablement dès la latitude des Vans. C'est alors à la vallée de l'Ardèche, dans la région où cette rivière conflue avec le Chassezac, à la faveur d'affleurements marno-calcaires, qu'est due l'aération du paysage.

Au Sud du fossé d'Alès et au voisinage du bassin de Sommières, les pays du Vidourle sont caractérisés, également, par

la présence de faciès en majorité vulnérables, ressortissant, surtout, au Crétacé inférieur. Aussi montrent-ils des paysages ouverts, largement déblayés par l'érosion récente, dans un cadre structural où se croisent, pourtant, les axes pyrénéo-provençaux Ouest-Est et les axes sub-méridiens représentés par des accidents cassants, diramations ou répliques de la grande faille des Cévennes. Du fait de certains d'entre-eux s'élèvent, au sein des terrains crétacés riches en marnes, des horsts amenant au jour des calcaires du Jurassique supérieur (massifs de Logrian de Ste-Croix-de-Quintillargues, Bois de Paris, Coutach). Ces massifs isolés, profondément karstifiés, conservent, à leur sommet, ou sur leurs flancs, les traces de surfaces d'aplanissement. Tout le modelé développé dans les marnes à plusieurs dizaines de mètres en-dessous des surfaces sommitales des horsts s'est établi dans la dépendance de systèmes d'érosion quaternaires.

Par leurs formes molles, les pays du Vidourle évoquent quelque peu les horizons des environs de Berrias; ils sont beaucoup plus éloignés du pittoresque provençal que le pays sétois: ici, en bordure de l'étang de Thau, comme là-bas, au voisinage de l'étang de Berre, voûtes anticlinales calcaires aplanies, contrastes colorés, formés par le rapprochement des marnes vitrolliennes rutilantes et de la barre blanche du calcaire de Rognac, empatement des talus par les cailloutis gélifracrés, créent quelques traits de ressemblance. De même, Crau, Costière et Biterrois ont en commun les problèmes posés par l'abondance de leurs épandages de galets "villafranchiens" et la

fréquence des dépressions elliptiques fermées d'effondrement récent.

Le Bas-Languedoc méditerranéen occidental:

La Crau juxtapose des cônes de déjection; la Costière est un ensemble de terrasses comme il en existe encore en Roussillon; le Biterrois forme plutôt un vaste glacis d'épandage, recouvrant de ses cailloutis des dépôts néogènes principalement marins, glacis sur lequel se sont établis des rivières et des fleuves côtiers, admettant entre-eux un parallélisme de tracé sans rigueur et fort peu hiérarchisés (Boyne, Payne, Thongue, Libron, Orb) qui en ont disséqué la surface en mettant en place de beaux systèmes de terrasses quaternaires. Par l'origine des matériaux de ce glacis, le Biterrois constitue un piedmont: moins celui des Avant-Monts ou Montagne Noire orientale où les altitudes de 400 à 600 mètres sont les plus fréquentes et dont les terrains sédimentaires d'âge paléozoïques sont plissés d'une manière complexe, que résultant de l'accumulation des débris arrachés à la "zone axiale" granito-gneissique (Espinoze, Caroux) beaucoup plus élevée puisqu'elle excède 1 000 mètres, débris véhiculés suivant un trajet qui préfigure la cluse de l'Orb. A l'Est, la plaine de l'Hérault témoigne de l'érosion d'un puissant organisme dont le cours a, semble-t-il, été fixé par une zone de subsidence et qu'accompagne une traînée d'épanchements volcaniques géologiquement récents, alignée sur la chaussée de l'Escandorgue. Au Sud-Ouest, dans le "bassin"

de Narbonne, où se sont établis des dépôts oligocènes recouverts en discordance par la molasse miocène, les cailloutis villafranchiens cèdent généralement la place à des formations quaternaires plus récentes où sont en bonne place les alluvions de l'Aude dont le tracé a varié. Les cuvettes elliptiques d'effondrement pré-citées introduisent quelques variantes dans le paysage, ainsi que des massifs de Garrigues isolés. Ces derniers n'occupent que peu de place: "chaîne" de Fontfroide, montagne de la Clape, "Arc" de St-Chinian, collines étroites de calcaires liasiques bordant la retombée méridionale des Avant-Monts, au Sud et à l'Est de Gabian, minuscule pointement isolé de la ferme de la Galiberte, près de Vendres et Lospignan: ces affleurements limités témoignent, entre Corbières et pays montpelliérain, de la continuité, sous le voile néogène et le masque des cailloutis, de l'édifice pyrénéo-provençal largement ruiné.

En Narbonnais, comme en Costière, les hauts niveaux marins quaternaires ont pénétré assez loin à l'intérieur des plaines et basses accumulations alluviales. Il n'en va pas ainsi en Languedoc central où ces mêmes rivages ne s'éloignent guère du littoral actuel en distance horizontale. Celui-ci présente une grande unité que signale la mince accumulation du liq, littéralement posée sur la plateforme continentale ou "Planasse". La Planasse, on peut estimer qu'elle se termine vers- 100 mètres, avec une largeur maximale de 60 kilomètres et une pente faible de 1 à 2‰. Pour autant que la morphologie du Pré-Continent soit connue, son relief est monotone, du fait, sous les vases et les sables actuels,

de son empatement par une dalle gréseuse à ciment calcaire (algues, serpules), dite "broudo". Vers le large, les 12 canyons sous-marins ou "Rechs", près de la terre, deux alignements de grès de plage, anciens rivages immergés, y sont les principaux accidents. Cette plateforme littorale dans l'aval-pays, tout comme l'escarpe Sud-orientale du Massif Central dans l'arrière pays, demeurent les références inévitables sans lesquelles il ne saurait y avoir d'explication morphologique valable du Bas-Languedoc méditerranéen.

Les problèmes:

Si rapide que soit le tour d'horizon que nous venons d'effectuer, il permet de recenser les problèmes qui se posent à nous.

1)- Il est d'abord nécessaire de préciser les faciès dont la variété, notamment dans les roches carbonatées, est extrême. Ils dépendent de conditions continuellement changeantes de mise en place des masses rocheuses dans cette portion de la "France hercynienne" (socle et couverture) qui connaît ses pulsations propres et qu'influence la surrection des proches "montagnes jeunes": Alpes et Pyrénées. Réciproquement, les faciès fournissent de précieux enseignements paléo-géographiques. Leur connaissance est indispensable pour rendre compte de leurs aptitudes, face aux contraintes d'origine "interne" et de leur vulnérabilité aux attaques des forces "externes".

2)- Il n'est pas moins indispensable d'analyser les structures languedociennes dans une perspective cinématique, ce qui requiert la reconstitution des "crises" successives et l'examen des variations sous-régionales de leurs effets, tant pour notre terrain propre que pour ses marges qui lui sont solidaires. De ce point de vue , pleines d'intérêt sont les lignes structurales vigoureuses cloisonnant nettement la dorsale cévenole, la Margeride et ses plateaux bordiers. Le fait est bien connu pour la zone axiale des Pyrénées méditerranéennes. Mais il s'impose aussi dans les pré-Pyrénées, les Causses, les Gras et, finalement les Garrigues du Bas-Languedoc qui commencent à être connues, non seulement au niveau des dislocations majeures, à rejeux le plus souvent multiples, mais aussi à celui des accidents de détail, extrêmement nombreux. On devra rendre compte du rôle actuel joué par ces structures dans les paysages où, néanmoins, les lambeaux plus ou moins étendus de surfaces d'aplanissement, intacts ou dégradés, restent omniprésents; de la sorte, les surfaces aplanies vont curieusement de pair avec le compartimentage.

3)-En effet, depuis J.SION (1922), H.BAULIG (1928, 1934, 1953), P.GEORGE (1936, 1938, 1942, 1943) et M.DREYFUSS (1941, 1944), il est admis que le Bas-Languedoc est une terre classique des surfaces d'aplanissement étagées. L'on sait également le rôle des aplanissements dans la morphologie du proche Massif Central (vieux socle autant que couverture caussenarde-
H.BAULIG, 1928; P.MARRES, 1935; J. CORBET, 1954) et, malgré des

déformations évidentes, jusque dans la zone axiale des Pyrénées méditerranéennes (P.BIROT, 1937). Des surfaces ont également été décrites et datées dans les Corbières (P.BRUNET, 1958), ainsi que sur les marges orientales de notre région: Basse Provence rhodanienne et calcaire (Mme J.GABERT, 1965; J.NICOD, 1967) et avant-pays du Diois et des Baronnies (J.MASSEPORT, 1960).

L'identification de ces surfaces ne posait donc guère de problèmes sur les territoires contigus à notre région où des solutions récentes ont été proposées, faisant l'objet d'un consensus assez large, de la part des spécialistes de la morphologie, pour qu'il ne soit pas question d'en entreprendre la révision.

Ce n'est pas le cas d'une grande partie des Gras de l'Ardèche, ni des Garrigues languedociennes ou du Massif Central méridional, y compris la Montagne Noire propre ou "occidentale". Les anciennes interprétations (A.DAVID, 1920; J.SION, 1922; H.BAULIG, 1928), fondées sur des méthodes d'inspiration davisienne, ne sauraient être retenues dans leur ensemble, sauf comme de simples "lectures du relief", ainsi qu'il ressort d'études critiques fondamentales, désormais intégrées au corpus de la théorie morphologique, qu'elles aient été centrées sur le cas exemplaire du Limousin (B.BOMER, 1954; Mme J.BEAUJEU -GARNIER, 1954) ou conçues sur un plan plus général (J.TRICART et A.CAILLEUX, 1957). Les conceptions, d'ailleurs inconciliables, de P.GEORGE et de M.DREYFUSS -ces dernières naguère reçues comme acquies définitif dans la littérature géologique- s'avèrent plus souples et plus

proches de la leçon des faits. Mais, aujourd'hui trentenaires, à notre sens, elles doivent être minutieusement repensées, en fonction des apports survenus depuis leur formation tant dans l'ordre des révisions stratigraphiques et des méthodes plus précises d'analyse, notamment en matière de dépôts superficiels (C.CORNET, 1973) que de l'évolution des idées relatives à la genèse des surfaces d'aplanissement et de leurs conditions de conservation. Sur quels types de roches se sont-elles le moins dégradées? Comment se concilie l'élaboration de ce modelé de surface avec la perméabilité des calcaires qui les supportent en Bas-Languedoc méditerranéen? Quelles sont la nature et la signification des formations superficielles qui les parsèment? Où placer, dans le temps, les principales phases d'aplanissement, par rapport à un diastrophisme, aujourd'hui bien prouvé, qui paraît très général, réparti en une série de "crises" qu'on conçoit comme de plus en plus nombreuses, n'épargnant plus les temps post-miocènes et admettant même une "néo-tectonique" quaternaire? Enfin, comment rendre compte de ces surfaces, souvent "achevées", sur ces plateaux de Garrigues, mais "discontinues", suivant la pertinente constatation de P.GEORGE, et s'arrêtant au tranchant des accidents structuraux, pour dominer de plusieurs dizaines de mètres des "bassins" topographiques, manifestement évidés par une érosion tardive, à l'échelle des temps géologiques s'entend?

Autant de questions à quoi notre interprétation personnelle des faits connus doit répondre- interprétation qui nous paraît très généralement conciliable avec les résultats récemment

acquis dans les régions voisines. Elle est indépendante, en tous cas, des recherches languedociennes de Mlle C.CORNET (1972,1973) dont les études,encore partielles, ne nous sont parvenues qu'au moment où s'achevait notre rédaction, encore que ses travaux provençaux (1959, 1961, 1965, 1967, 1969) et pré-pyrénéens(1968) aient retenu légitimement notre attention. En intégrer les apports dans la version définitive de notre texte a été chose aisée, comme on le verra, de nombreuses conceptions nous étant communes. Mais nos conclusions resteront cependant assez différentes: c'est que, personnellement, nous hésitons à raisonner en fonction de conceptions "cycliques", que nous tentons, à propos des alluvions argilo-ferro- siliceuses,éparses sur les plateaux, de distinguer les "épandages" des simples lits fluviatiles, avec les nécessités de corrélations climatiques que cela implique, et que, sans songer à prétendre que nos surfaces aient jamais atteint la perfection, nous opposons aux reliefs résiduels comme aux épi-cycles la notion de regradation, en particulier, de nature karstique.

4)- Non moins essentielle, en effet, est l'extension des calcaires dans notre région. Les phénomènes karstiques méritent d'être étudiés pour eux-mêmes, en fonction, particulièrement, de leur caractère le plus marquant: le contraste saisissant entre la médiocrité des formes superficielles et le remarquable développement des systèmes souterrains. En outre, on doit replacer le karst dans une évolution d'ensemble et donc situer les phénomènes de taraudage par rapport aux aplanissements comme par

référence à la dissection récente des paysages et, notamment, à l'entaille des canyons.

5)- Ce dernier point exigeait une étude détaillée de l'héritage des temps quaternaires, d'autant plus nécessaire qu'entre les domaines classiques d'Afrique du Nord et l'Europe dite tempérée, le monde de la Méditerranée et, singulièrement, sa façade septentrionale, constitue un ensemble paléo-climatique de transition dont la définition ne va pas de soi. D'où le recours aux résultats acquis par les diverses disciplines quaternaristes: préhistoire, volcanologie, pédologie, sédimentologie, paléontologie (animale et végétale, relative aux macro et aux micro-restes, continentale et marine) pour comprendre et situer les formes d'interfluvés et de versants les plus remarquables (reliefs micro-structuraux, glacis) ainsi que la genèse des vallées, justiciables de ruptures d'équilibres bio-climatiques, faisant alterner le dépôt et l'entaille (terrasses), sans omettre les traces de variation de la ligne de rivage, avec leurs possibles implications néo-tectoniques.

Nous avons mis, plus haut, l'accent sur l'importance régionale de la structure et des mouvements tectoniques. Il convient néanmoins de souligner, ici, que la part la plus lourde et la plus originale de notre travail relève de la morphologie climatique. Cela est vrai des petites et moyennes formes quaternaires, mais s'applique encore aux problèmes des surfaces et à ceux du karst. Dans tous les cas, nous avons suivi la même méthode, rapprochant les paléo-formes de leurs dépôts corrélatifs et,

pour lever toute ambiguïté éventuelle, concernant ces derniers, les confrontant avec les apports de la paléontologie, plus particulièrement, de la phyto-paléontologie, en nous efforçant de rester prudent dans leur interprétation, toujours difficile. Nous croyons avoir réuni assez de faits bien établis et suffisamment convergents pour conclure valablement à propos de chacune des étapes qui interviennent dans l'élaboration des formes. Enfin, catographier est, sans doute, l'un des moyens les plus suggestifs de l'analyse morphologique.

La carte morphogénétique au 1/750 000ème:

Les réflexions qui ont guidé notre recherche et notre rédaction commandaient également la construction de la carte d'ensemble au 1/750 000ème qui accompagne ce travail. Nous voudrions rendre compte, maintenant, de son élaboration.

1)-Le fond de carte: isohypses et isobathes:

L'échelle du 1/750 000ème a été obtenue par réduction photographique. Le matériau initial est un tirage orohydrographique de l'I.G.N. au 1/500 000ème. C'est à cette échelle, en effet, qu'ont été établies les maquettes- la dernière susceptible d'offrir une large vision d'ensemble et, à la fois, de grandes possibilités d'identification des détails significatifs. De fait, la qualité du document de base est telle que peu ont échappé, jusqu'à un ordre de grandeur atteignant le demi-kilomètre. Nous avons donc intérêt, quelles que soient les notations apportées par ailleurs, à conserver le dessin des cour-

bes de niveau qui proposaient une lecture directe du relief. Néanmoins, nous ferons admettre sans peine qu'il n'était pas possible, pour des raisons évidentes de lisibilité, de retenir la totalité des isohypses qui nous étaient fournies. Dans le souci d'aider à la description du terrain, nous n'avons pas cru devoir nous astreindre à une sélection de ces courbes, telle que nous obtenions une série équidistante simplifiée. Nous avons préféré retenir celles dont les contours soulignent le mieux le plus grand nombre possible de formes remarquables, quelle que soit la région naturelle en cause dans l'espace traité dont on sait qu'il déborde quelque peu notre terrain. Nous avons ainsi abouti au choix suivant: 0-50 -200- 400- 800- 1 200- 1 800 - 2 800 mètres. Le même impératif de conservation des tracés remarquables a servi de limite dans l'indispensable travail de "généralisation" du dessin des isohypses. Par contre, nous avons conservé sans changement les isobathes du document I . G . N . , à la fois discrètes et indispensables pour suggérer la plateforme continentale du Golfe du Lion.

2)- L'hydrographie:

Quant à l'hydrographie, elle n'a fait l'objet d'une sélection que pour les rivières. Dans ce choix, nous nous sommes moins fondé sur leur longueur ou leur module que sur les indications morphologiques qu'elles pouvaient offrir: inégales densités des "chevelus" exprimant les contrastes de perméabilité; coupures du terrain dues à leur thalweg (vallées cévenoles,

canyons des Garrigues, mais aussi des Gras, des Causses et des pré-Pyrénées); relations (par adaptation ou inadaptation) à la structure; réseaux de drains sub-parallèles peu évolués des glacis, hiérarchisation poussée des bassins les plus anciens, complexes et, fréquemment, hétérogènes.

Pour le Rhône camarguais, l'Hérault, l'Orb, l'Aude inférieure et quelques rivières roussillonnaises, nous avons figuré les anciens cours - quelquefois remontant seulement à la période historique (G.GALTIER, 1958) et même, éventuellement avec intervention humaine (fleuve Berre). Pareillement, des flèches bleues soulignent des traînées alluviales, traces de défluviations déjà plus éloignées dans le temps, pour lesquelles les formes précises des lits ne pouvaient être restituées. Toutefois, les tracés de M.CADILLON (1970), trop denses et qui eussent dû apparaître " en réserve" par rapport aux trames exprimant les surfaces d'aplanissement du Larzac, n'ont pu être reportés.

Pour les lacs, étangs ou marais, tous significatifs de phénomènes glaciaires (Pyrénées), volcaniques (Velay), crypto-karstiques gypseux (Narbonnais, Roussillon) et, naturellement, littoraux, nous nous sommes efforcé, au contraire de n'en point omettre.

3)- La méthode de représentation des faits morphologiques:

En effet, nous avons cherché à fournir le maximum de renseignements avec le minimum de moyens, jusqu'aux limites de la lisibilité qui sont, ici, de l'ordre du demi-kilomètre,

comme on l'a vu, en évitant l'impression de surcharge qui résulte du télescopage des signes. Techniquement, nous avons pensé y parvenir en obtenant la carte, telle que nous la proposons, par la superposition sur le fond cro-hydrographique, traité comme il vient d'être précisé, de trois planches distinctes, mais complémentaires.

a): L'une, en couleurs plates, évoque principalement des faciès, dans un classement stratigraphique. Ces critères permettent de réserver un traitement particulier aux calcaires karstifiables, du moins pour la série mésozoïque qui joue, de ce point de vue, un rôle régional majeur. Par ailleurs, des tirets bleus, ordonnés en courbes fermées, localisent les principaux poljés. Mais l'on doit reconnaître que, souterraines ou trop exigües, la plupart des formes de dissolution nous échappent. C'est pourquoi nous accompagnerons notre texte, non seulement de documents graphiques portant sur des phénomènes de détail, comme nous l'avons prévu pour chaque chapitre, mais encore, spécialement en ce qui concerne le karst, d'une carte d'ensemble des "percées hydro- géologiques". La première planche est matériellement combinée avec la seconde sur le même support cartonné.

b): La seconde planche, exclusivement constituée de signes linéaires en noir, exprime les phénomènes structuraux et les abrupts dérivant de la mise en valeur différentielle de ceux-là (corniches, cuestas, crêts, abrupts de ligne de faille directs ou inversés). Les signes matérialisant les déformations

tectoniques aident à comprendre les tracés des affleurements des ensembles géologiques, dans le cas des plis; ils leur servent de limite, dans le cas des failles; ainsi n'y avait-il aucune difficulté à imprimer ces deux planches sur le même support qui réunit les éléments d'intérêt litho-structural. On pourra en juger, la carte présentée montre une trame structurale fort serrée, encore que nous ayons dû la simplifier exceptionnellement, aux fins de lisibilité, dans quelques secteurs particulièrement complexes. On pouvait s'y attendre: à un semblable degré de réduction, l'image obtenue privilégie nécessairement les aspects structuraux. Mais nous pouvons affirmer, nous référant à la description sommaire qui précède que ce n'est pas là le seul fait de l'échelle, ni même celui du choix des signes. En fin de compte, l'importance du réseau structural, telle qu'elle apparaît sur notre planche, n'est rien d'autre que l'expression de l'un des traits fondamentaux de nos paysages.

c): Enfin, une troisième planche juxtapose deux ensembles de "trames", l'un en couleurs "froides" (gris de forces graduées), l'autre en couleur "chaude" (bistre). Ainsi fait-elle apparaître, antithétiques et complémentaires, malgré les décalages dans le temps, les faits de dénudation (surfaces) et d'accumulation (terrasses, couvertures de glacis, cordons littoraux).

A cause de leur encombrement, nous n'avons pas toujours pu adopter les signes définis par les "fiches techniques" établies à l'usage des "Atlas régionaux". L'on sent que nous n'avons pas suivi davantage les voies ouvertes par la R.C.P.n°77,

dite de "Cartographie géomorphologique". Qu'on ne voit là ni attitude critique, ni même position doctrinale, de notre part. Nous avons seulement recherché une solution pratique, en tenant compte, d'une part, de l'échelle au 1/750 000ème, pour laquelle il y a peu de précédents dans notre pays; d'autre part, de l'extraordinaire richesse des formes décelables sur le fond oro-hydrographique de l'I.G.N. dont nous disposons; enfin de la nécessité de présenter une synthèse à partir de données empruntées à des auteurs différents pour les régions marginales, et qui ne pouvaient pas être tenues, quant à l'aire centrale, comme admises sans démonstration. Aussi ne prétendons-nous pas que la démarche suivie soit applicable, ni même intéressante dans tous les cas. Nous pensons qu'elle convient assez bien à notre région. Mais, dans les pages qui suivent où nous serons amené, pour chaque problème morphologique soulevé, à reprendre et à préciser tels détails de cartographie, puisque, aussi bien, la carte d'ensemble constitue l'une des principales illustrations du texte, nous ne dissimulerons pas certains de ses inconvénients, tout en notant ses avantages.

Il va de soi que c'est de l'assemblage, par superposition, en un seul document, des trois planches pré-citées, sur le fond oro-hydrographique simplifié que résulte la valeur démonstrative la plus complète. Permettant, alors, de reconstituer les principales étapes de l'élaboration des formes, plus qu'une simple description morphologique, la carte prend une valeur, plus exactement, morpho-génétique. Néanmoins, chacun de ces éléments,

pris à part, peut être utilement commenté. Il est alors aisé de rapprocher ces trois planches des cinq centres d'intérêt, ou, si l'on préfère, des cinq types de problèmes que nous avons retenus ci-dessus. Ils définissent le plan de ce travail.

Le plan suivi:

Le chapitre Ier sera consacré à la stratigraphie et à la lithologie, exploitant leurs enseignements paléo-géographiques.

Le chapitre deux se réfère à la structure.

Au chapitre trois est examinée la question des surfaces d'aplanissement.

Avec le chapitre quatre, nous abordons la question du karst.

C'est au chapitre cinq qu'est étudié l'héritage des temps quaternaires.

Cette démarche qui fait l'objet du Livre I, est évidemment orientée vers une conception globale de l'évolution morphogénétique dans l'ensemble régional. Le lecteur peut estimer qu'il n'y retrouve qu'en partie son compte, faute que l'accent soit mis sur la variété sectorielle des paysages languedociens. C'est pourquoi:

Le Livre II traite des aspects régionaux, selon les divisions qui suivent:

Au chapitre six, le pays montpelliérain est tout d'abord conçu.

Au chapitre sept, les hautes Garrigues de l'Hérault et du Vidourle supérieur ainsi que le pays d'Anduze et d'Alès.

Au chapitre huit, les pays du bas Vidourle moyen.

Au chapitre neuf, sont réservés les "extrêmes", région de Nîmes et Biterrois.

L I V R E I

CHAPITRE I

STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE

LEURS ENSEIGNEMENTS PALEOGEOGRAPHIQUES

Aucune forme du modelé ne peut se concevoir sans référence à son support rocheux. Pour l'avoir oublié, à ses débuts, la morphologie s'était réduite à une sorte de démarche géométrique et séparée des Sciences connexes. "L'influence des roches sur le modelé" n'est nullement un facteur de second ordre parmi ceux qui commandent la morphogenèse. Tout l'acquis de la géomorphologie dynamique, s'affirmant comme une branche des Sciences Naturelles, tend, au contraire, à placer ce facteur au premier plan.

Variété de la lithologie du Bas-Languedoc méditerranéen:

Or, la variété lithologique du Bas-Languedoc méditerranéen est tout à fait remarquable. Il suffit de dérouler les cartes géologiques qui s'y rapportent pour s'assurer de leur bigarrure. Encore leurs auteurs, légitimement soucieux de mettre en évidence un ordre stratigraphique, ont dû consentir à des regroupements compréhensifs et renoncer souvent à exprimer la multiplicité de faciès aussi changeants dans le plan vertical que latéralement. Même les types qui sont isolés en tant que

tels n'ont pas l'unité que la seule légende graphique laisserait supposer et que démentent les notices: l'on sait, par exemple, depuis les travaux de F.ROMAN (1897) qu'il est, dans l'étendue de notre terrain, au moins deux variétés de "Tithonique" et autant "d'Urgonien" dont R.CIRY (in P.RAT, 1965, pp.157-159), après avoir constaté que chacun s'en était "fait une idée", concluait: "On sent plus ce qu'il est qu'on ne l'exprime". Il est difficile, en la matière, de condamner plus élégamment les définitions trop simplistes. En tâchant de les éviter, nous accroîtrons notre dette auprès des géologues dont ce chapitre est étroitement tributaire. Et cela d'autant plus largement que, par sa situation, le Bas-Languedoc méditerranéen, subordonné aux Pyrénées et au Massif Central et peu éloigné des Alpes, a retenu, au cours des temps géologiques, de nombreuses formations détritiques dont nous ne pouvons négliger les provinces d'origine.

Notion d'aptitudes potentielles de la roche quant à l'agression des forces internes et externes:

Si sa définition aussi exacte et précise que possible est d'une telle importance, c'est que la roche est riche de virtualités qu'exploitent, tour à tour, les forces internes et externes: "compétence" à l'égard des actions plissantes, aptitudes aux réactions brisantes; vulnérabilité, d'autre part, à l'érosion linéaire ou aréolaire, selon les systèmes morphoclimatiques qui se sont succédé. La réponse de la roche aux forces internes permettra de comprendre telle particularité de la structure. L'efficacité des forces externes dépendra, bien évidemment, de l'inten-

sité des processus mis en oeuvre par celles-ci, mais encore du degré de perméabilité, de l'abondance et du calibre des grains mobilisables qui entrent dans la composition du régolite, de la part des altérations chimiques enregistrées par ce dernier. Par là, la morphogenèse se relie à la paléo-pédogenèse, au sens large, ce qui conduit à porter attention au problème des "héritages". Bref, la roche inclut tout un potentiel d'évolution diversement mis en valeur, selon les cas, et qui se trouvait préfiguré, en quelque sorte, dans les conditions de mise en place de ces entités minérales, qu'elles soient éruptives, métamorphiques ou sédimentaires. Pour ces dernières, ce sont toutes les conditions paléogéographiques au moment du dépôt qui sont en cause.

Esquisse de la physionomie des paysages naturels languedociens:

De ce point de vue, il vaudrait la peine d'esquisser, à partir des faciès, une étude "physionomique" de nos paysages naturels : lourdeur des formes liées aux calcaires massifs, fines ciselures différentielles dans les marno-calcaires, larges déblaiements dans les bassins marneux, mais aussi, selon les supports rocheux, inégale capacité à conserver - plus ou moins dégradées - les traces des surfaces d'aplanissement anciennes et par là, compte-tenu de la valeur des pentes et des pièges, celles des anciens sols. L'extension et la puissance des sols et paléosols, le coefficient de couverture et la granulométrie des éléments des régolites déterminent, avec l'altitude et sans que soient négligées l'intervention humaine, la forme et la densité de l'actuel tapis végétal, donc la valeur relative de sa protec-

tion. Les paléosols les plus typiques apparaissent au sommet de la tranche d'accumulation des terrasses; la terra rossa, remaniée et piégée, forme le manteau discontinu mais souvent épais des seuls faciès carbonatés résistants; à l'inverse, sols et altérites ne sont guère conservés à la surface des marnes, sans cesse décapées par l'érosion et les marno-calcaires ne portent, au mieux, que des rendzines élémentaires. Ainsi se définit une "tonalité", un pittoresque des paysages, en fonction des altérations et des couvertures superficielles et de leur support lithologique, typiques de chaque roche, quelle que soit, par ailleurs, la diversification de ces paysages déterminée par l'originalité des schémas structuraux. En pays montpelliérain, les affleurements gris très clair du calcaire tithonique, semés de caillasse, transparaissent largement entre les taches d'une végétation clairsemée, s'opposent au blanc éclatant de l'Urgonien gardois, plus faiblement apparent parce qu'habillé d'une Garrigue fort compacte, l'un et l'autre étrangers aux aspects lépreux que revêtent, demi-enterrés sous le sable résultant de leur désagrégation, les plateaux taillés aux dépens des roches dolomitiques. Les formes structurales ont une apparence un peu émoussée dans les calcaires lutétiens, couverts de débris. Au contraire, bien que de faible puissance, certaines corniches de la molasse calcaire participent de la raideur de la roche nue. L'éclat rutilant un peu sombre des marnes vitrolliennes ne peut se confondre avec les couleurs rosées ou jaunâtres, plus modérément lumineuses, des dépôts lacustres oligocènes. Le géographe se doit d'être

sensible à ces notations visuelles, s'il est vrai que la description raisonnée de la "face de la Terre" demeure l'une de ses démarches fondamentales. Nous y avons procédé dans un travail préliminaire à la présente étude, resté inédit, et que nous nous proposons de reprendre ultérieurement. Nous n'avons pu que très partiellement l'utiliser ici, non seulement pour ne pas alourdir abusivement notre texte, mais parce qu'il ne convenait pas davantage d'infléchir ce dernier dans le sens d'une écologie languedocienne qui eût quelque peu débordé notre objectif.

Lithologie et régions naturelles d'après la carte au 1/750 000ème:

-Une carte principalement lithologique-

Il reste que les grands domaines lithologiques répertorient assez fidèlement les régions naturelles dont ils se révèlent ainsi comme les meilleurs critères. C'est ce que suggère la carte au 1/750 000ème qui accompagne ce travail: le Bas-Languedoc y apparaît dans ses relations avec les régions voisines où il nous est apparu nécessaire, pour une meilleure explication, de rechercher, à plusieurs reprises différences et analogies. Exprimées sur la carte en teintes plates, les données géologiques y répondent à des préoccupations principalement lithologiques et stratigraphiques en second lieu seulement.

Cette carte ne fait donc pas double emploi avec la planche réalisée parallèlement par J.REVERT pour l'Atlas régional du Bas-Languedoc-Roussillon où le classement stratigraphique est, à l'inverse, l'objectif principal. Il ne nous a pas

paru utile d'en reprendre tous les détails à notre usage. Par contre, nous devons mettre plus explicitement l'accent sur la diversité des accidents de la structure, tels les plis que, traditionnellement les réalisations graphiques des géologues ne font que suggérer et introduire encore l'indication des "figures d'érosion" différentielles.

-Faciès dominants et régions naturelles-

C'est grâce à l'établissement de faciès dominants, obtenus par regroupements compréhensifs, que le dessin des régions naturelles est apparent. Le pli de fond pyrénéen s'oppose avec netteté, de la sorte, à l'ensemble des Pré-Pyrénées; pareillement, le socle du Massif Central fait contraste, tant avec les Grands Causses qu'avec le cortège des Garrigues et des Gras, à ossature mésozoïque. Dans ce même Massif Central, se détachent les ensembles volcaniques: Aubrac, Sud-Est du Cantal, Velay (occidental et oriental), Coiron, Escandorgue. Au coeur des Garrigues, mais aussi sur leurs marges, les affleurements tertiaires et quaternaires font ressortir les "bassins" (aires de subsidence synclinales ou fossés); les grands couloirs de plaines utilisés et façonnés par l'Aude, l'Orb, l'Hérault, les Gardons, le Rhône, s'articulent sur le bas pays littoral. Même remarque en ce qui concerne les fossés caractéristiques des Pyrénées orientales.

-Dépôts corrélatifs et perspective secondairement stratigraphique :

L'opposition des terres calcaires et siliceuses, des roches cohérentes et massives et des affleurements vulnérables ou des épandages meubles se lit donc synoptiquement, malgré la nécessité déjà signalée de larges regroupements aux fins de lisibilité. Toutefois, nous avons dû faire un sort spécial à des séries moins étalées dans le temps, occupant des aires plus exiguës, mais dotées d'une valeur corrélatrice eu égard aux crises morphogénétiques régionales (diastrophiques et glyptogéniques). Ces crises devant être situées précisément dans le temps, par la force des choses, la perspective stratigraphique reprend ses droits. Elle était déjà impliquée, du reste, dans la notion paléogéographique dont nous avons relevé, ci-dessus l'exigence. Ainsi se trouve justifié le titre de ce chapitre.

Dans le développement qui suit, les notations s'appliquant aux formations du socle, marginales, relativement à notre terrain d'étude, sont réduites au strict nécessaire: elles suffisent, néanmoins, à éclairer la légende de notre carte générale et, par là, l'environnement du Bas-Languedoc méditerranéen. C'est à une échelle plus précise et avec un plus grand détail que nous avons abordé les problèmes des formations géologiques représentées dans le champ même de notre travail, essentiellement d'âge post-triasique. Pourtant, dans ces limites stratigraphiques, comme nous serons amené à le faire, plus loin, pour les surfaces d'aplanissement, le karst, la paléogéographie du

Quaternaire, nous n'avons pas cru devoir nous interdire quelques incursions dans les régions voisines, toutes les fois que celles-ci pouvaient nous suggérer un enseignement valable pour notre domaine propre.

I-TERRAINS AUX LARGES AFFLEUREMENTS ETUDIES POUR LEUR FACIES:

A-Le socle prétriasique:

Dans le socle pré-triasique, nous distinguons trois types lithologiques fondamentaux:

Granites et roches granitoïdes:

Assez géométriquement diaclasés (fréquence des "coupoles" à joints radio-concentriques), résistant à l'érosion linéaire quand ils sont sains, susceptibles néanmoins d'une puissante arénisation héritée de paléo-climats chauds à saison sèche marquée, nos granites se montrent, par là, vulnérables à l'érosion aréolaire, au point de s'excaver plus rapidement que les affleurements calcaires voisins. L'épaisseur des arènes en voie de déblaiement est, parfois, remarquable (Lespérrou, Sidobre). Les altérations accompagnées d'une migration des sels de fer sont plus poussées dans les Pyrénées orientales et la Montagne Noire occidentale qu'en Margeride. Les cuvettes d'érosion qui ont laissé en creux les aires granitiques sont bien connues dans la montagne pyrénéenne: Quérigut, Escouloubre, Bessède, Roquefort, Salvézines (P.BIROT: 1937). Les éventuels phénomènes de recristallisation, la réincorporation des batholithes et "corps granitiques" (A.AUTRANT et G.GUITARD: carte citée et

G.GUITARD : 1960) dans le pli de fond pyrénéen sont, sans doute, pour quelque chose dans les nuances de leur comportement devant les agents agressifs. Tout autre est la réaction des granulites et des filons qui arment ces entités (P.LAPADU-HARGUES :1948, E.COULET : 1952, A.GODARD: 1966,1967). Toutefois l'échelle n'autorisait pas la transcription de ces derniers détails sur la carte d'ensemble.

Les roches métamorphiques:

Elles résultent presque toujours des transformations subies par une argile initiale. Certes, l'échelle de dureté y apparaît assez variable. Elle dépend, en partie, des zones d'iso-métamorphisme (avec ou sans apport magmatique: soit migmatites ou ectinites), mais aussi de la régularité et de la finesse du grain. Quoiqu'il en soit, l'altération superficielle de ces roches, de caractère argileux, lorsqu'elle est assez avancée, contraste avec celle, sablo-graveleuse des granites- parmi lesquels nous n'avons pas séparé les granites d'anatexie.

Les roches sédimentaires anciennes:

a) Leur passage progressif aux types métamorphiques
au sommet de l'épizone:

Les caractères du métamorphisme s'affirment progressivement selon une profondeur croissante et s'avérant, de ce fait, particulièrement discrets au sommet de l'épizone, une séparation tranchée entre cette catégorie sédimentaire et la précédente est parfois délicate à établir: ainsi pour certains schistes cévenols et dans les Pyrénées où les calcaires sont presque

toujours marmorisés. Dans ces deux cas, nous avons préféré manifester le faciès sédimentaire responsable des caractères prédominants de la roche plutôt que l'apparition de quelques rares minéraux de métamorphisme. Par un parti-pris contraire, le choix est naturellement différent en ce qui concerne la carte géologique de J.REVERT.

b) Relative plasticité "posthume" et aptitude à la sculpture différentielle:

Nos roches sédimentaires anciennes, variées comme il se doit (schistes, grès, calcaires), sans doute douées d'une meilleure aptitude aux déformations post-hercyniennes "posthumes", susceptibles, aussi, d'une sculpture différentielle plus contrastée que celle des zones métamorphiques, ont été, néanmoins, regroupées cartographiquement sous un même signe, afin d'affirmer clairement leur appartenance au socle, par opposition à la couverture mésozoïque.

c) Regroupement compréhensif des terrains prétriasiques :

Dans cet ensemble, nous avons d'ailleurs inclus le Houiller, pincé en synclinaux étroits- Graissessac- où il est localement, faiblement et tardivement métamorphisé (L.LATOUCHE: 1969) ou bien impliqué dans la structure charriée d'Alès - la Grand'Combe- Bessèges. (G.LIVET : 1943, J.FABRE : 1965-1966, P.PRUVOST : 1960-63, J.LOUIS : 1954). Autant dire que notre carte au 1/750 000ème ne peut traduire que très imparfaitement la fort

complexe architecture des gîtes charbonniers. Nous renvoyons le lecteur à une étude plus détaillée que nous avons tentée, naguère, sur ce sujet (E. COULET:1966). De même, le Permien, localisé en des poches quelquefois profondes-Lodévois- n'a pas été distingué du reste du Paléozoïque.

d) Le Volcanisme anté-tertiaire:

Le volcanisme anté-tertiaire (Pyrénées ariégeoises) a été représenté par un signe propre à suggérer son étroite imbrication dans les terrains antérieurs, notamment dans le socle, ayant été repris, comme lui, par le pli de fond.

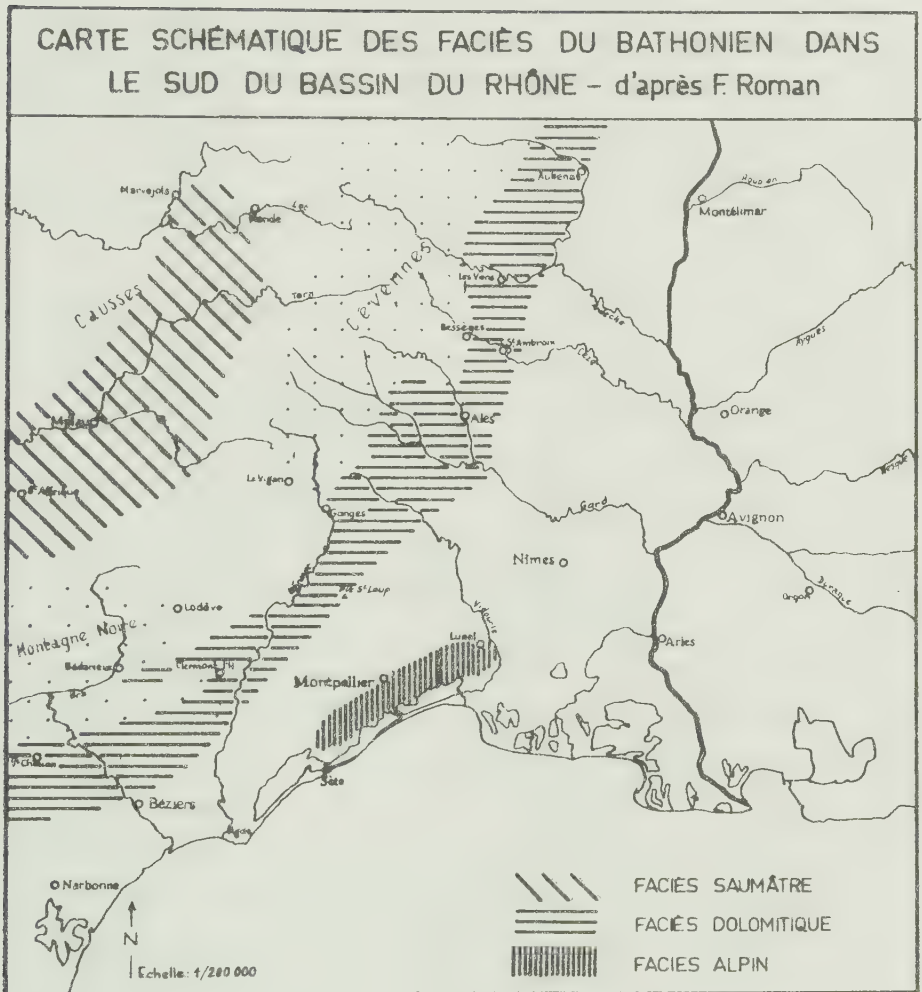
B-Les Terrains mésozoïques:

1- Caractères généraux-

a) Des groupements compréhensifs radicaux nécessaires à l'échelle du 1/750 000ème :

Pour le Jurassique lato sensu (donc, y compris le Lias) et le Crétacé (jusqu'au Rognacien exclu), nous avons effectué un regroupement très radical, en deux termes seulement, opposant, en gros, les terrains calcaires assez purs pour présenter une évolution karstique et les terrains non ou peu calcaires ou calcaires impurs. Ce parti-pris pourra paraître dommageable, eu égard à l'extrême variété de nos faciès mésozoïques. Mais, ne s'agissant pas ici d'un petit nombre de niveaux stratigraphiques, et, tout au contraire, des innombrables nuances d'une lithologie où les passages latéraux comptent autant qu'une succession verticale qui doit descendre quelquefois à l'échelle du banc, l'extrême complexité des faits ne pouvait que décourager la représentation cartographique, conçue pour de grands ensembles.

Fig. 2 .



La représentation cartographique simplifiée à laquelle nous avons dû consentir, ne saurait, néanmoins (sans céder, pour autant, à la tentation d'un exposé exhaustivement détaillé), nous dispenser d'apporter quelques éclaircissements supplémentaires.

b) Opposition fondamentale de deux domaines sédimentaires:

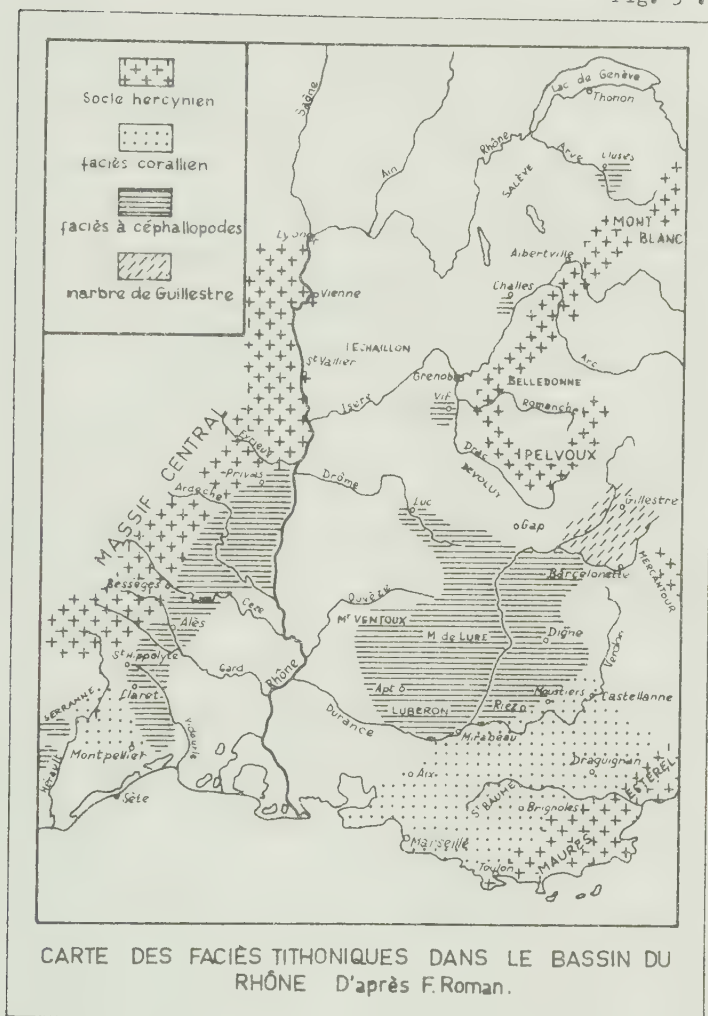
L'ensemble bas-languedocien-roussillonnais fait apparaître, en récurrence fréquente, au cours des temps géologiques, deux domaines sédimentaires marins distincts, définissant des milieux, en quelque sorte, opposés.

-Domaine d'affinités pélagiques, marnes et marno-calcaires:

Le premier montre des faciès souvent puissants, remarquablement homogènes, de texture fine et donc de porosité réduite (marnes ou marno-calcaires), déposés en milieu réducteur anaérobie, comme le démontre la fréquence des colorations dues au fer ferreux. Ainsi que le prouve, par ailleurs, la nature des fossiles, les conditions océanographiques du large y règnent sans partage. Il est moins aisé de se faire une idée des profondeurs, la subsidence, en milieu épi-continental étant susceptible de créer une équivoque. L'on peut écrire, néanmoins, qu'elles s'accroissent, généralement, en direction de l'Est et du Nord-Est, signe de l'appartenance à la mer péri-alpine.

-Domaine d'affinités néritiques, calcaires plus ou moins organogènes et calcaires dolomitiques:

Fig. 3.



Le second est caractérisé par des dépôts, en général, nettement plus minces et beaucoup plus variables verticalement et latéralement. On y constate des lacunes au niveau de certains étages. Autour des îles et archipels ainsi révélés, s'organisent des aires de diffusion de matériaux terrigènes (grès, calcarénites, avec passées imprégnées de silice, d'oxydes ferriques ou de glauconie). Quelquefois, sans aller jusqu'à l'émersion complète, on peut mettre en évidence des hauts-fonds (hard grounds durcis, empâtés d'une pellicule ferrugineuse ou phosphatée). Il s'agit là d'un environnement franchement néritique et même sub-littoral dans des eaux lumineuses, agitées et oxygénées, au sein duquel foisonnait la vie. D'où la fréquence des calcaires construits et bioclastiques. Parmi eux s'est développé, et sans doute rapidement le phénomène de la dolomitisation secondaire. Ce domaine s'impose à l'Ouest et au Sud-Ouest de notre région.

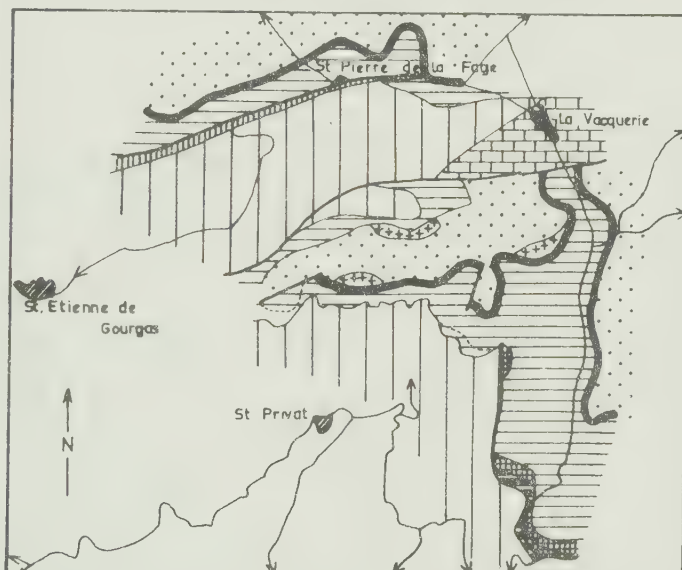
-Recours au diastrophisme synsédimentaire:

L'on trouvera, dans les tableaux et croquis de M.GOTTIS (1964) les arguments de détail propres à confirmer le classement que nous venons de proposer. Reste à en tirer les significations. S'agit-il d'une simple variation des conditions océanographiques, résultant principalement de causes extra-régionales? Ou faut-il penser que comptent les facteurs locaux et notamment diastrophiques? On ne dispose d'aucun argument pour refuser le jeu d'une causalité lointaine et les transformations de l'ambiance marine sont indéniables. Mais elles peuvent, bien évidemment, ressortir au diastrophisme local; et ce dernier ne peut

Fig. 4 .

EXTRÉMITÉ MÉRIDIONALE DU HAUT FOND DE LA VIS

FAILLE ANTÉ BATHONNIENNE - TRANSGRESSIVITÉ DU
BATHONIEN SUPÉRIEUR ET DE L'ARGOVIE



- Kimmeridgien inférieur et moyen
- Lentilles dolomitiques dans le Rauracien
- Argovien supérieur (Rauracien)
- Argovien moyen
- Bathonien supérieur
- Bathonien inférieur
- Aalénien supérieur - Bajocien
- Lias moyen et supérieur
- Infra-Lias et Lias inférieur

0 1 2
Km

D'APRÈS M. GOTTIS

guère faire de doute étant donnée la réapparition fréquente des hauts-fonds et des archipels exondés, non tous en même temps, mais toujours sur les mêmes lieux, accompagnés de lacunes et de discordances angulaires significatives.

2- Le Jurassique:

a) Les aires de culmination:

Leur caractère tantôt épisodique, tantôt récurrent- La ride proto-cévenole :

Les séries jurassiques laissent deviner, en Bas-Languedoc-Roussillon, quelques aires de culmination. Certaines sont assez épisodiques, révélées, par places, à la fin du Dogger ou au Jurassique supérieur et correspondent aux aires actuelles de l'anticlinal de Viols-le-Fort, du St-Loup et du Pli de Montpellier. Notons, au passage, que rien ne nous autorise à leur assigner une orientation Ouest-Est, conforme à l'alignement actuel de ces entités. Nous allons voir, sur l'exemple de la ride proto-cévenole qu'on peut penser, au contraire, qu'elles traduisent, au niveau des couches sédimentaires, les jeux plus profonds des panneaux du substrat hercynien. Quelques unes de ces aires de culmination se dessinent, en effet, sur les cartes paléogéographiques, avec une fréquence plus durable et plus affirmée. C'est le cas de la zone du Monthoumet et des Corbières qui l'enveloppent; de la Montagne Noire, au sens large mis en usage par les Géologues; du "dôme" de Gornières et de l'espace du Mont Lozère, surtout. Les deux dernières culminations, tantôt séparées et tantôt réunies, préfigurent le pli de fond de moyenne courbure

des Cévennes actuelles. Il a dû prendre, aux temps mésozoïques, l'allure d'un archipel, d'ailleurs de basse altitude par référence à la mer voisine, où il ne diffusait, moins aux dépens du socle lui-même que des arkoses qui le recouvraient en discordance, que graviers, sables, silice colloïdale et oxydes ferriques des sols d'altération.

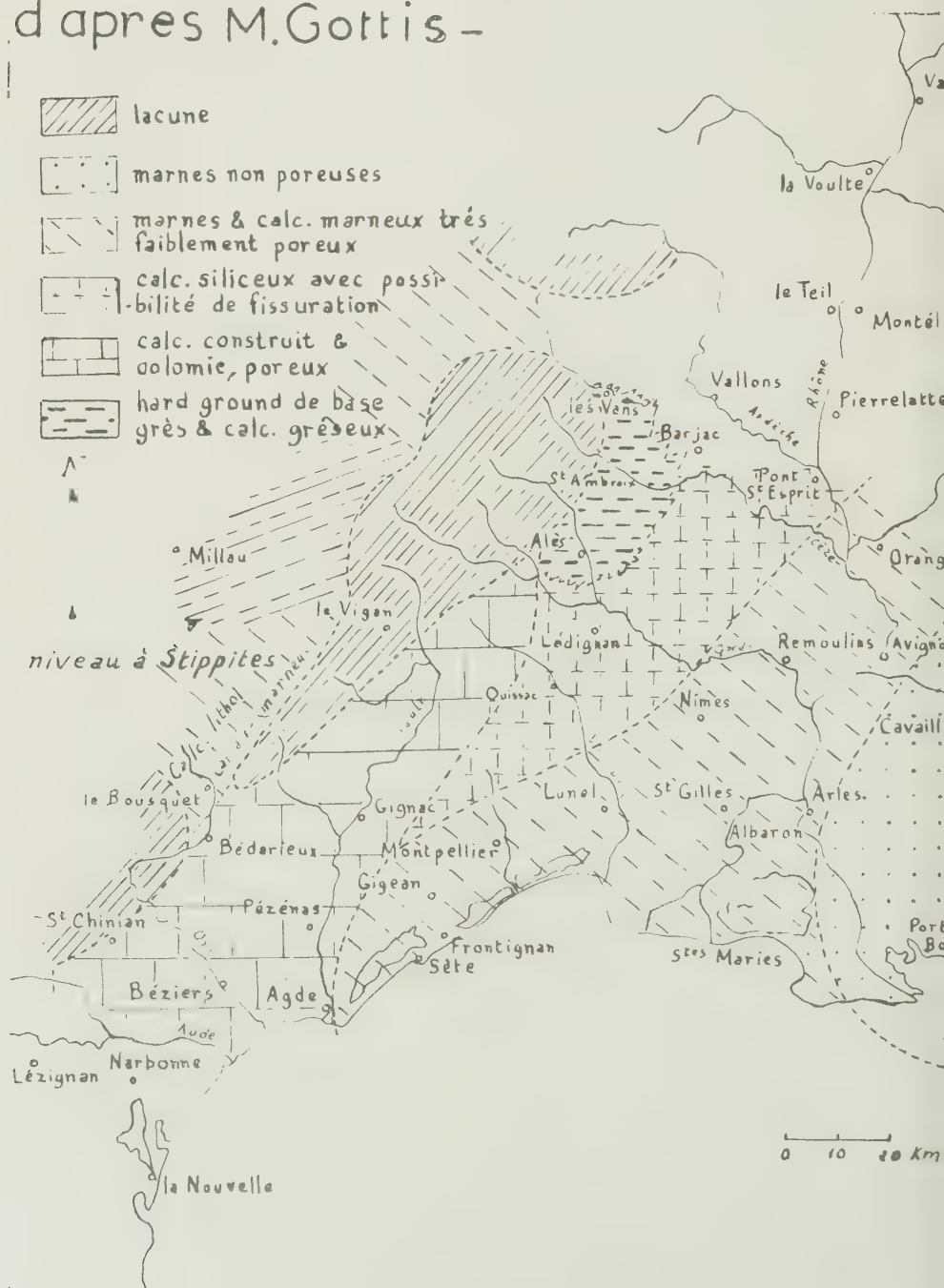
-Flanquement oriental et occidental de la ride
proto-cévenole:

Cette ride proto-cévenole se trouvait flanquée, par épisodes, d'une sorte de contrefort de hauts fonds, à l'Est, étendu, à peu près, des Vans à Anduze, et gagnant, éventuellement, jusqu'au Barjac. Là, grès arkosiques et calcaires siliceux (Lias) ou encore, calcaires construits et calcarénites, dépôts de pisolithes ferrugineux et hard grounds (Jurassique moyen et supérieur) sont fréquents. A l'Ouest, le flanquement est assuré par le bassin des Causses, aux profondeurs souvent très faibles (formation "à plantes" du Sinémurien; couches ligniteuses à Stippites du Bathonien inférieur) et dont les communications avec la mer péri-alpine, gênées par les archipels ou simplement les hauts-fonds proto-cévenols, ont été souvent réduites de façon sérieuse, d'où l'existence de quelques faciès originaux, témoins d'un milieu isolé.

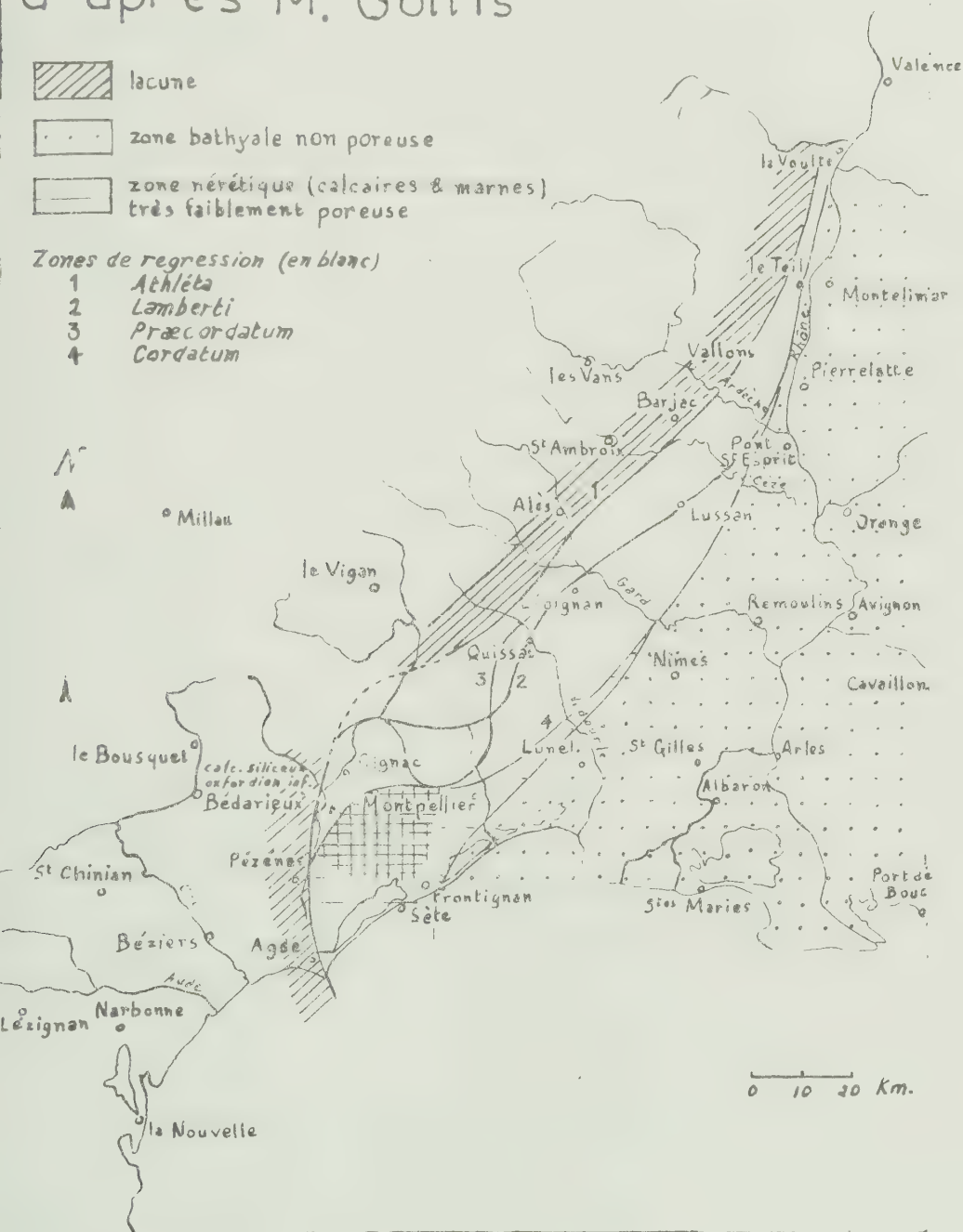
b): Les périodes de culmination:

De la sorte, l'on peut fixer dans le temps les périodes de culmination.

Paléogéographie au Bathonien infér. d'après M. Gottis -



Régression divésienne d'après M. Gottis



-Instabilité liasique et petite crise du Dogger:

Le Lias est marqué par l'instabilité tectonique: L'espace surélevé s'étend, d'abord, sur les cartes depuis l'Hettan-gien jusqu'au Pliensbachien; au Domérien la "ride" devient plus étroite mais, semble-t-il, le contraste hypsométrique, formé entre ses sommets et les fonds marins encadrants, s'accentue.

L'amincissement comme la disparition locale de l'Aalénien, dans la région de St-Pierre-de-la-Fage, annoncent la petite crise du Dogger que la discordance angulaire de la gare de Sumène et les structures du "dôme" de Gornières (faille dite des Bauquinies) permettent d'attribuer, pour l'essentiel, au Bajocien.

-Forte régression divésienne:

Nouvelle phase positive lors de la très brutale régression divésienne:les rivages,alors extrêmement mobiles, ont, à cette occasion, reculé jusqu'à l'Est d'une ligne Lussan,Quissac Montpellier.

-Régression fini-jurassique:

Enfin, après un retour offensif de la mer, le Jurassique supérieur est marqué, du moins pour ses derniers étages, par son retrait progressif, entraînant la libération définitive du Golfe caussenard et du "contrefort" péri-cévenol oriental. Dans les Causses, le Portlandien s'achève sur le faciès purbec-kien, justement. En Bas-Languedoc, la répartition des deux types, en quoi se décomposent les masses tithoniques (récifal: Ouest et Sud-Ouest; plus marneux et dit "à Céphalopodes":Nord et Nord-Est) n'est pas moins significative (F.ROMAN: 1897).L'avanc-

Paléogéographie du Séquanien - Rauracien - d'après M. Gottis



cée puis le lent retrait du rivage au Jurassique supérieur ne vont d'ailleurs pas sans gondolements locaux: retenons, ici, un seul exemple: le "biotope subrécifal de Viols-le-Fort" entouré d'une "plage épaisse de calcaire sublithographique", daté du Rauracien. (M. GOTTIS: 1964, pl. paléogéographique-Rauracien-Séquanien).

c) Les périodes "océaniques" et la banalisation des faciès transgressifs :

A l'inverse, Domérien-Toarcien, Bathonien supérieur-Callovien, Argovien-Séquanien localisent des maxima transgressifs où s'impose une sorte de "banalisation" des faciès, y compris dans les Grands Causses dont le bassin communique, alors, sans grande entrave avec la mer péri-alpine.

d) Style des déformations synsédimentaires durant le Jurassique :

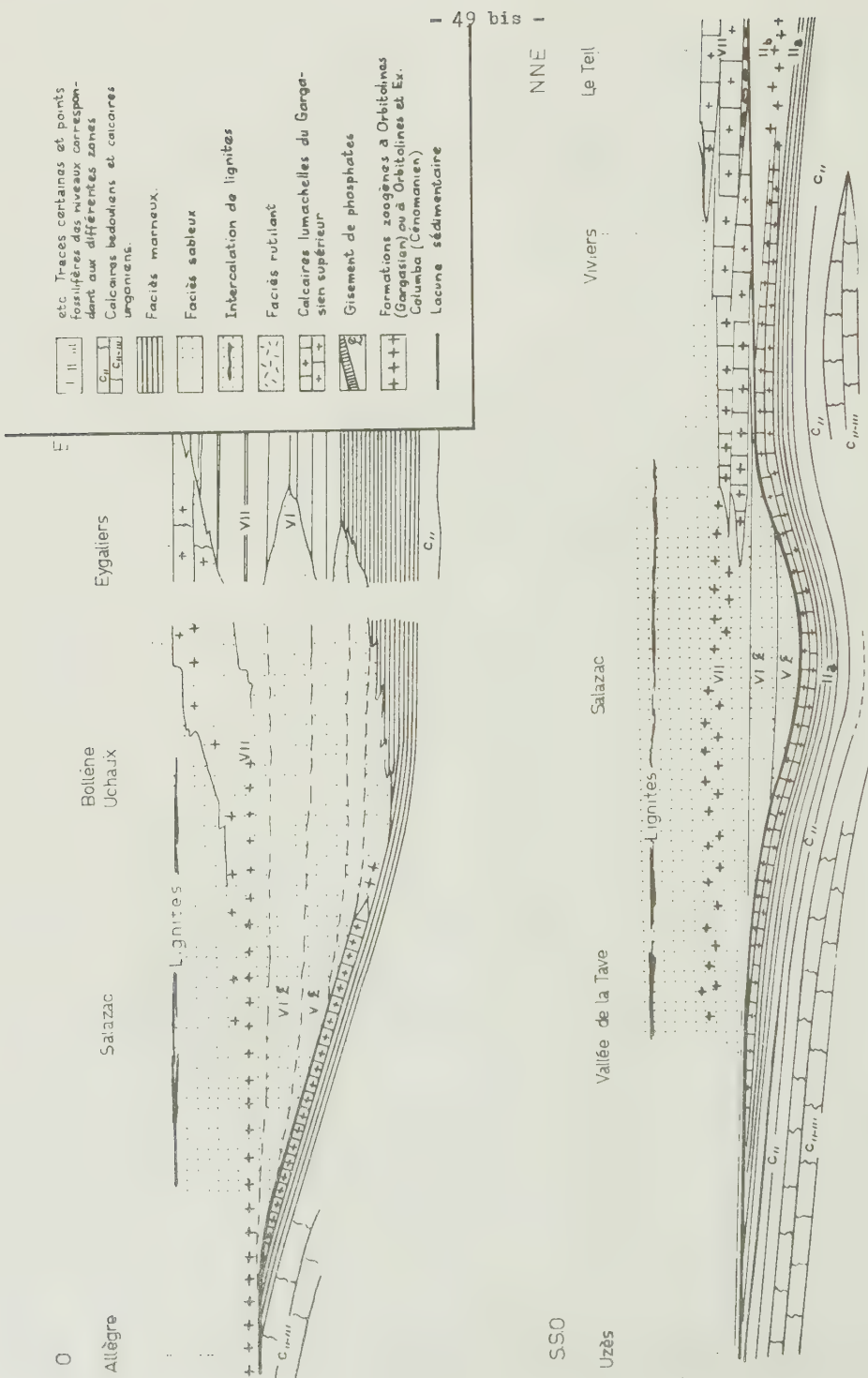
Epirogenèse plutôt que tectogenèse:

A quelques rares exceptions près (ondulations des combes et "reculées" du Larzac méridional, au Lias; faille des Bauquiniès, au Dogger), le diastrophisme jurassique paraît de nature épirogénique (mouvements lents, à moyen rayon de courbure) plutôt qu'orogénique. De la sorte, la ride proto-cévenole, tour à tour s'élève et s'abaisse. Sa dissymétrie habituelle, pente faible vers le bassin des Grands Causses, forte déclivité sur le versant de l'actuelle vallée du Rhône, se modifie sensiblement, en raison des variations des hauts-fonds qui la flan-

quent, ainsi qu'on l'a noté. En outre, les culminations axiales ne sont pas constantes dans le sens longitudinal: par des effets de bascule, tantôt s'élève le Lozère, seul; tantôt c'est le fait du "dôme" de Gornîès; parfois les deux se haussent ensemble. Il s'en suit que les communications orientales du Golfe caussenard se font, selon les moments, par le détroit de Mende- Les Vans ou par le Sud du Larzac.

-L'appartenance à la " France hercynienne"- Les pulsations des massifs anciens:

On reconnaît ce style de "pulsations", d'abord décrites dans le Morvan, puis généralisées à d'autres massifs anciens sous la plume de Mme J. BEAUJEU-GARNIER (1951 et 1952). Il souligne, fût-ce au contact du champ des forces pyrénéennes et alpines, l'appartenance de notre région bas-languedocienne à la "France hercynienne" des Auteurs. Mis en évidence, ici, grâce à l'étude des faciès mésozoïques, nous croyons pouvoir lui attacher, par ailleurs, une certaine valeur durable d'enseignement: lorsque au Néogène, après les crises orogéniques pyrénéo-provençales et la phase majeure de fracturations "cévenoles" du Stampien, les déformations épirogéniques prévaudront, de nouveau, moins rendues manifestes, cette fois, par les dépôts corrélatifs que par les déformations de la molasse et le gauchissement des surfaces paléogènes, il nous semble que cette portion du sol français ne fera que retrouver le régime de mobilité modérée qu'il avait connu, plus facile, désormais, à admettre que le postulat fixiste qui a longtemps prévalu. A une nuance près, toutefois: C'est



qu'aux mouvements préliminaires du géosynclinal alpin auront alors succédé les grandes phases de surrection de cette "montagne jeune", avec les affaissements et effondrements compensateurs du sillon rhodanien et du Golfe du Lion.

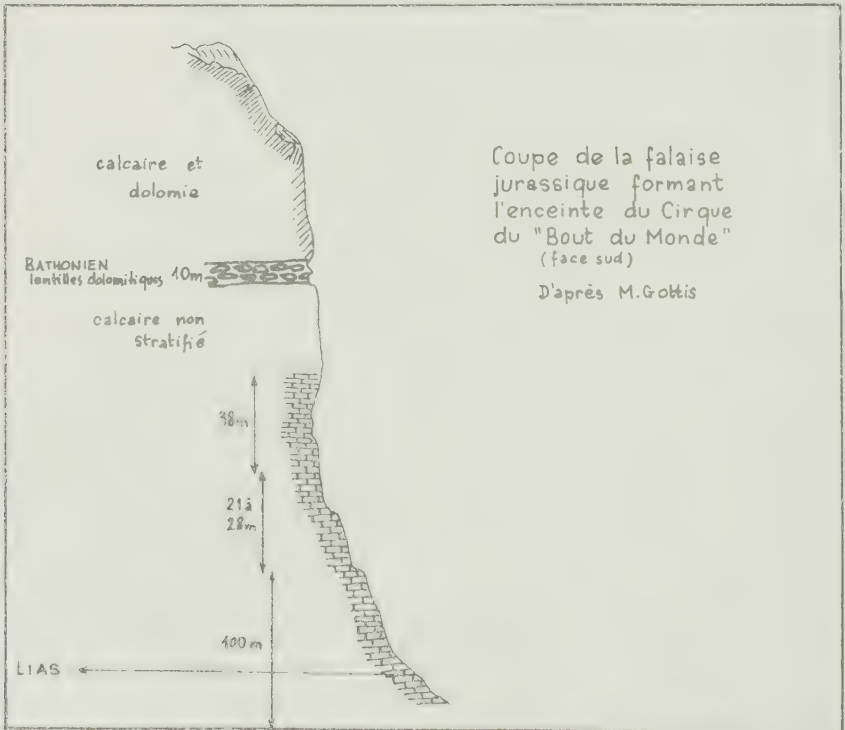
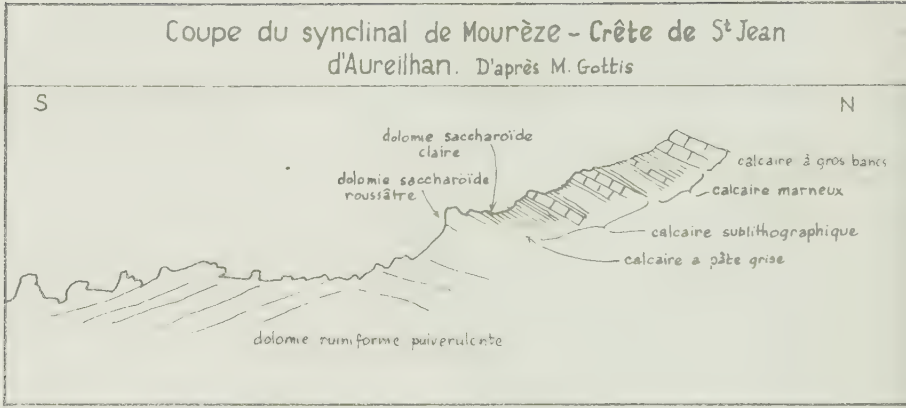
3-Le Crétacé-Prédominance des marnes et marno-calcaires dans le Crétacé inférieur:

En attendant que le moment soit venu d'examiner ces problèmes de plus près, constatons que les déformations se poursuivent au Crétacé inférieur. Durant celui-ci, le Berriasien ayant assuré la transition avec les masses calcaires du Jurassique terminal, prédominent les faciès marneux et marno-calcaires. Les types construits et bioclastiques, ainsi que les hard grounds, existent, cependant, signalant des hauts-fonds qui sont représentés à chaque étage: calcaires zoogènes et graveleux du Berriasien supérieur et hard ground du Bois de Monié; calcaires "miroitants" du sommet du Valanginien en pays Nord-montpelliérain et à l'Hortus; faciès à "débris" de l'Hautérivien terminal; faciès "Urgonien" du Barrémien élevé (où l'on distinguera l'Urgonien récifal des pays rhodaniens de l'Urgonien crayeux des Bois de Lens et de la région d'Alès). Leur répartition témoigne du retrait de la mer qui se poursuit derechef, vers le Nord et l'Est, non sans quelque irrégularité, comme le haut-fond des Alpilles. Parallèlement, des calcaires construits s'installent dans la zone pré-pyrénéenne, dont le plus remarquable est le faciès "Urgo-aptien" qu'on retrouve, vers le Nord, jusque dans la Montagne de la Clape. Ainsi se dessinent progressivement,

pendant la durée du Crétacé inférieur, les rives de "l'Isthme durancien" et du bras de mer sous-pyrénéen, disposition qui ne sera pas encore tout à fait effacée, au Crétacé supérieur. Quant à celui-ci, il se signale par la transgression cénomaniennne qui compte davantage dans le secteur des Pyrénées que sur l'Isthme durancien où elle mord peu. De telle sorte, sur les deux rives de cette dernière entité, les dépôts dudit Crétacé supérieur, souvent de caractères très littoraux, occupent peu de place.

4-L'opposition des calcaires "purs" et des faciès
non ou peu calcaires :

En négligeant graphiquement toutes ces nuances et en nous bornant aux deux catégories très générales de faciès précitées, nous gagnons pourtant quelques avantages: outre une évidente dichotomie, nous pouvons, ainsi, mettre en valeur la répartition des faciès calcaires, très largement majoritaires dans les pré-Pyrénées, les Corbières, les Garrigues languedociennes, les Gras de l'Ardèche et les Causses majeurs. La perméabilité, attribut de ces calcaires, justifie d'autres traits signalétiques: mailles très lâches du réseau hydrographique, prédominance, dans ce médiocre chevelu, des grandes vallées allogènes et, lorsque ces dernières se sont inscrites à un niveau assez bas dans la masse rocheuse, fréquence des canyons, tant dans les Causses (Tarn, Jonte, Dourbie, Vis) que dans les Gras et les Garrigues (Ardèche, Cèze, Gardon, Hérault) ou les pré-Pyrénées orientales (Galamus); cette limitation de la circulation super-



ficielle a évidemment sa contrepartie dans le développement du karst souterrain. Par ailleurs, une fois les canyons creusés, les surfaces d'érosion antérieurement développées sur le calcaire demeurent "suspendues" et bénéficient, du fait de l'enfouissement rapide des eaux, d'une relative immunité- cas très différent de celui des surfaces développées sur le socle où les écoulements rencontrent très vite, sous l'arène poreuse, la roche saine, nettement plus imperméable: d'où des chevelus hydrographiques très denses et des thalwegs moins respectueux de l'intégrité des surfaces, puisqu'ils ont pu évoluer sans jamais cesser de se raccorder aux niveaux de base régionaux. Enfin, le contact des calcaires et des marnes, suffisamment rendu sur la carte d'ensemble par le choix des nuances employées, souligne les "binômes": roches "dures"/ roches "tendres", aidant à la lecture des formes, cuestas, crêts, ou de la structure (cf. matelas synclinaux de la basse Cèze et de la Tave; inversion réalisée dans les combes: Lussan, Vaunage, Mortiès, Murviel-lès-Montpellier, combes de la Clape). Ce dernier avantage n'est nullement fortuit: il résulte de la façon même dont nous avons distribué nos faciès. En effet, s'il existe, aux extrêmes, des faciès franchement marneux, d'une part, d'autre part des calcaires bioclastiques très purs, bien définis dans la succession verticale des couches comme dans les passages latéraux, on a bien des termes de transition calcaréo-marneux. Où faire passer la coupure entre ces deux catégories, lorsqu'il s'agit de ces termes de transition justement? A cette question, nous n'avons pas apporté une réponse

fondée sur les proportions du mélange: marne et calcaire. Remarquant que des calcaires marneux à petits bancs, tout à fait comparables entre-eux, esquissent des corniches, au-dessus de marnes plus vulnérables, mais se comportent, au contraire, comme des couches tendres, lorsqu'ils sont subordonnés à des calcaires purs et massifs, nous avons essentiellement tenu compte des formes d'érosion différentielle- réactif naturel- pour trancher les cas douteux.

L'un de nos regrets est de n'avoir pu exprimer graphiquement l'imprégnation dolomitique, particulière aux domaines péri-cévenol, caussenard et pré-pyrénéen, ni la légère marmorisation, souvent de règle dans les Pyrénées elles-mêmes. Si donc nos affleurements définis comme "calcaires" coïncident assez fidèlement avec les régions karstiques, il s'en faut de beaucoup que notre planche soit apte à exprimer la variété de ces dernières. Il a fallu, d'ailleurs exclure toute représentation des réseaux souterrains- bien que les plus importants d'entre-eux soient parfaitement connus- sous peine de créer une trame supplémentaire interférant avec les lignes structurales, au détriment de la clarté de l'image. Un carton spécial sera consacré aux percées hydrogéologiques, rattaché à l'étude du karst régional.

II- TERNES CARACTÉRISANT D'UNE ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE IMPORTANTE, RETENUS POUR LEUR VALEUR D'ÉTAPE CHRONOLOGIQUE:

A- Le Trias

Avec le Trias dont on aura remarqué qu'il a été exclu des groupements compréhensifs visant le reste du mésozoïque,

nous abordons la série des terrains qui font étape dans la série stratigraphique parce qu'ils présentent des intérêts, d'ailleurs divers: aptitude particulière face aux contraintes tectoniques ou valeur corrélatrice signalant une crise orogénique ou glyptogénique, une transgression, permettant l'identification d'une surface d'érosion, par exemple.

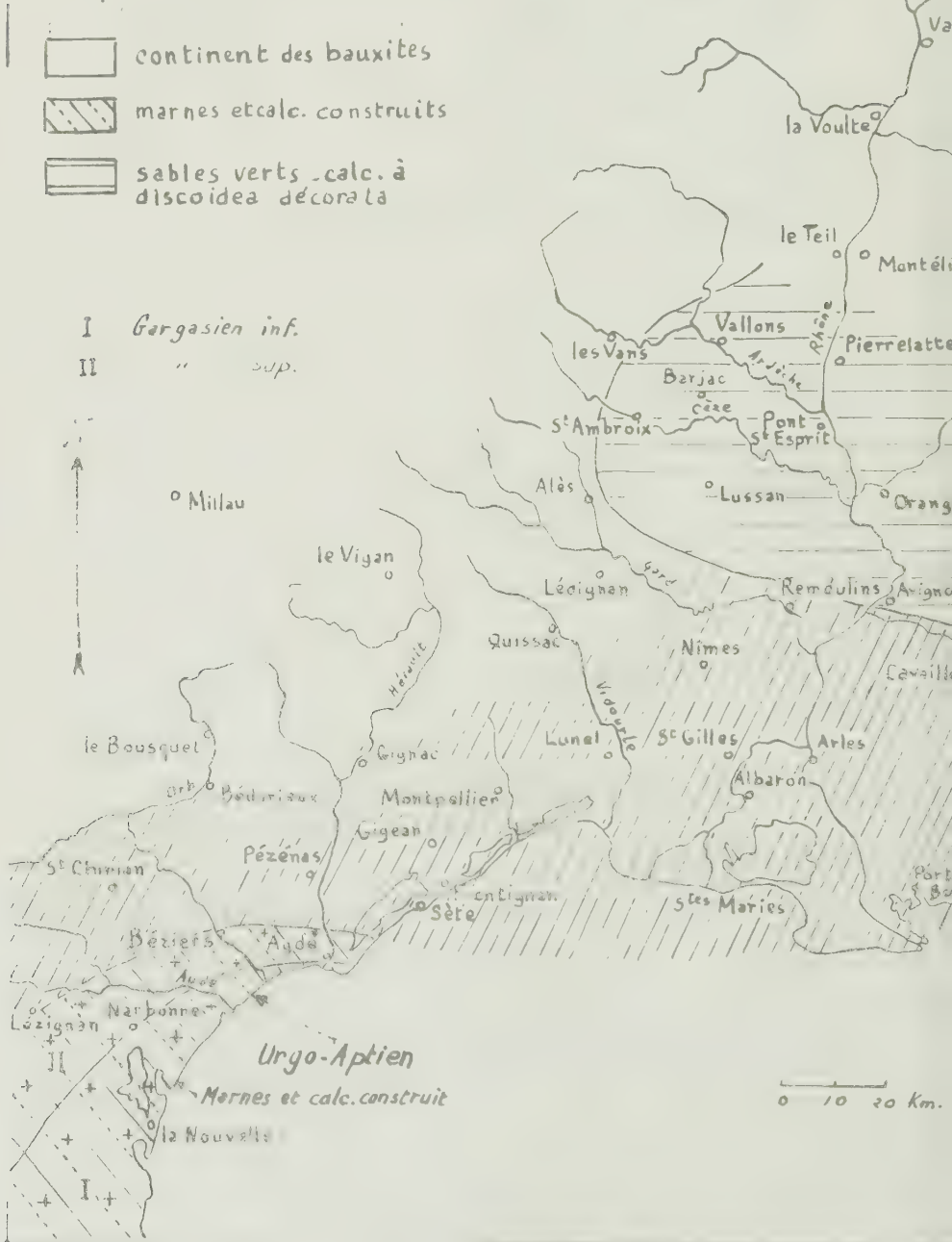
1- Des faciès d'affinités "germaniques"

Schématiquement, notre série triasique, d'affinités "germaniques" montre, à la base, des grès; au sommet, des calcaires, souvent magnésiens; et, en position moyenne, des marnes bariolées, moins riches en sel gemme qu'en gypse, ne définissant donc pas un dépôt marin à chlorures, mais plutôt un "environnement pénésalin à sulfates" (lagunaire), de puissance inégale, évoquant, parfois, un "faciès subsident" local (A. BERNARD: 1958), mais souvent dérangées, parce que particulièrement fluentes.

2- Dépôts corrélatifs de l'aplanissement post-hercynien :

Le calme repos de ce Trias sur le socle permet d'attester, à la surface de ce dernier, l'une des facettes de l'aplanissement complexe (polygénique) dit "post-hercynien"-les autres facettes étant pré-liasiques. Et, justement, lorsqu'on relève la carence de ce même Trias, le Rhétien recouvrant directement le socle dénonce la transgressivité progressive des mers du début des temps secondaires: ainsi au Sud-Est de la Margeride - Palais du Roi.

Continent des bauxites à l'Aptien sup. d'après M. Gottis



3- Disharmonie et tendance au décollement de la couverture sédimentaire, au niveau du Keuper:

Certains amincissements inattendus des marnes barico-lées, dans des secteurs où elles sont habituellement bien représentées, sont le signe d'étirements et de laminages, survenus bien après leur dépôt, que compensent, non loin de là, des effets de bourrages et des giclées, preuves "d'incompétence" de ces horizons. Les régions de la Séranne et du pays de Buèges; celles d'Anduze et du dôme de Durfort, illustrent ces phénomènes de disharmonie. Ils traduisent la tendance que marque la couverture post-hercynienne à se désolidariser du socle, encore qu'elle semble n'y être parvenue que très incomplètement, surtout là où un faciès de haut fond moins plastique, le "faciès barrière", se substitue au faciès "subsident" (M.GOTTIS: 1964, A.BERNARD: 1958, M.SEGURET et F.PROUST : 1965), sans compter les occasions "d'ancrage" au substrat mal raboté.

B- La bauxite:

1- Rappel des thèses "autochtonistes et "allochtonistes" - "L'autochtonie relative" :

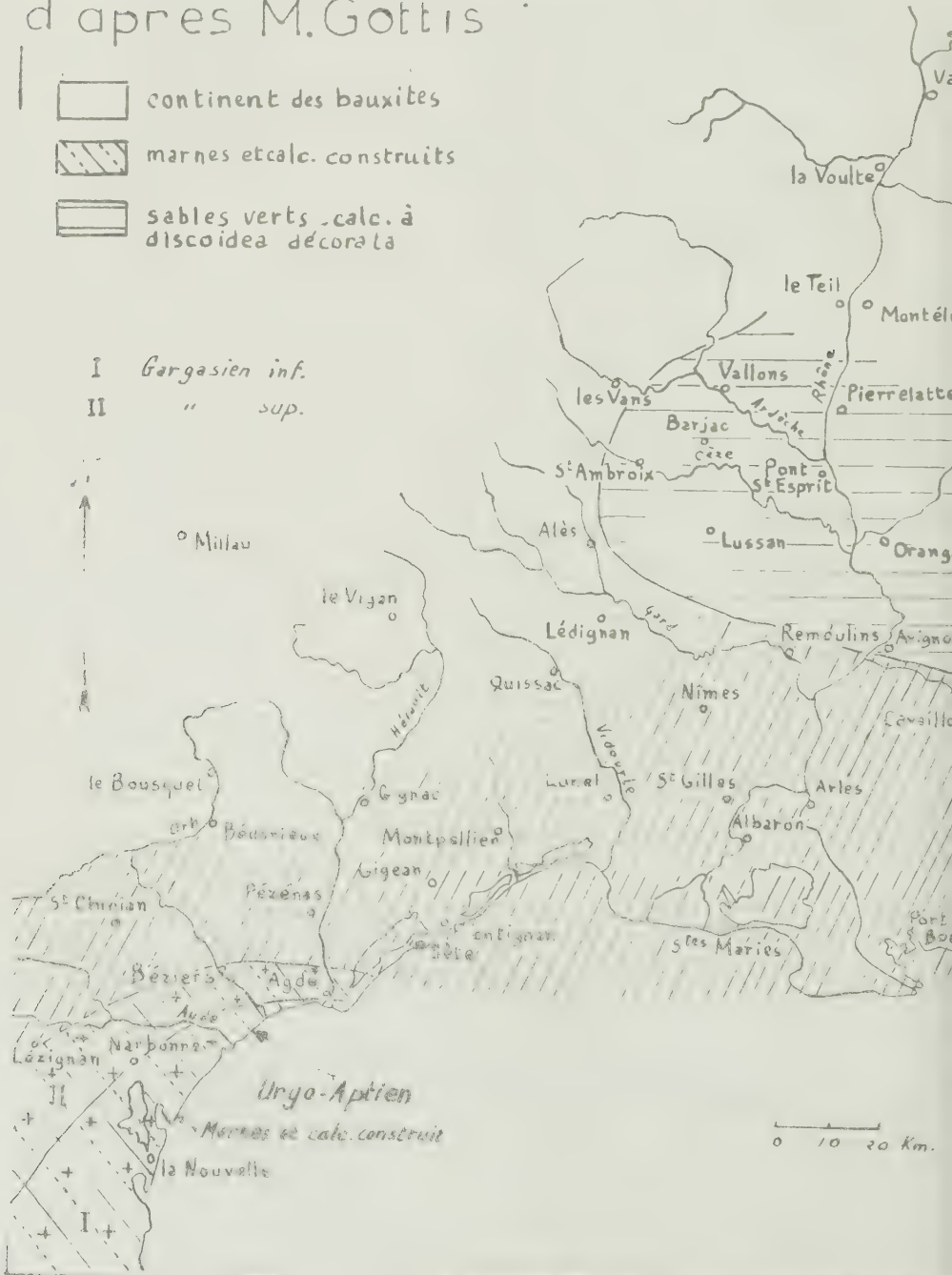
Presque à l'autre extrémité des temps secondaires, nous avons aussi reconnu à la bauxite une valeur signalétique quant à la bordure de "l'isthme durancien". Conception classique, qui ne faisait nullement problème lorsque ce minerai était interprété comme le produit de l'altération sur place du "mur carbonaté" (J.de LAPPARENT: 1930) ou d'une marne, surincombante à ce

Continent des bauxites à l'Aptien sup.

d'après M. Gottis

-  continent des bauxites
-  marnes et calc. construits
-  sables verts calc. à discoidea decorata

I Gargasien inf.
II " sup.



3- Disharmonie et tendance au décollement de la couverture sédimentaire, au niveau du Keuper:

Certains amincissements inattendus des marnes bario-
lées, dans des secteurs où elles sont habituellement bien repré-
sentées, sont le signe d'étirements et de laminages, survenus
bien après leur dépôt, que compensent, non loin de là, des ef-
fets de bourrages et des giclées, preuves "d'incompétence" de
ces horizons. Les régions de la Séranne et du pays de Buèges;
celles d'Anduze et du dôme de Durfort, illustrent ces phénomè-
nes de disharmonie. Ils traduisent la tendance que marque la
couverture post-hercynienne à se désolidariser du socle, encore
qu'elle semble n'y être parvenue que très incomplètement, surtout
là où un faciès de haut fond moins plastique, le "faciès barrière",
se substitue au faciès "subsident" (M.GOTTIS: 1964, A.BERNARD:
1958, M.SEGURET et F.PROUST : 1965), sans compter les occasions
"d'ancrage" au substrat mal raboté.

B- La bauxite:

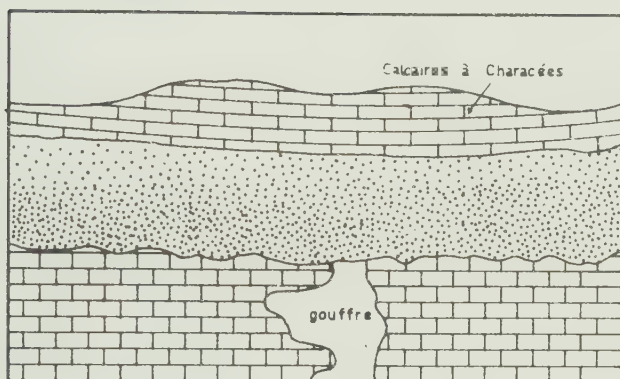
1- Rappel des thèses "autochtonistes et "allochtonis-
tes"- "L'autochtonie relative" :

Presque à l'autre extrémité des temps secondaires,
nous avons aussi reconnu à la bauxite une valeur signalétique
quant à la bordure de "l'isthme durancien". Conception classique,
qui ne faisait nullement problème lorsque ce minerai était inter-
prété comme le produit de l'altération sur place du "mur carbo-
naté" (J.de LAPPARENT: 1930) ou d'une marne, surimcombante à ce

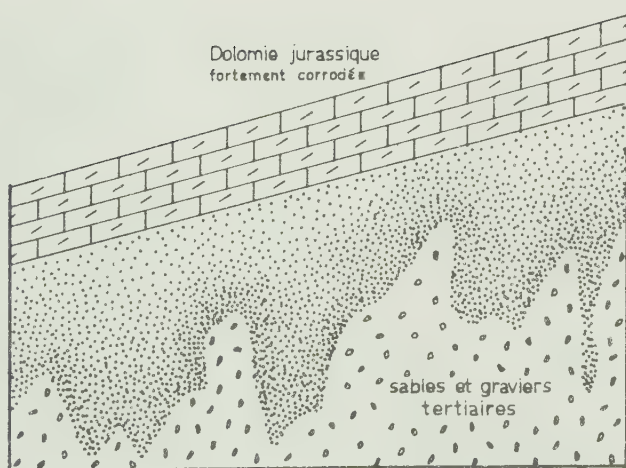
Fig. 12 .



L'affleurement des bauxites le long de la route de Pierrerue à Cazédarnes et sur les flancs du ravin des Mourgues. D'après J. de Lapparent, 1930



La couche de bauxite de Loupian. D'après J. de Lapparent, 1930



Le bauxite aux gîtes de Carlecas. D'après J. de Lapparent, 1930

même mur (G.DENIZOT :1962), selon la thèse "autochtoniste" stricte, mais qui réclame, aujourd'hui justification, en raison d'un débat récent. Sa signification paléogéographique serait, en effet, très différente (J.NICOL :1967) si l'on se ralliait à la thèse de "l'allochtonie absolue" (H.ERHART : 1956, 1965, 1967) selon laquelle les gisements se réduiraient à des accumulations d'alluvions détritiques créées par érosion de cuirasses éolignées et transportées telles quelles. On voit qu'interviennent, dans ces spéculations, deux questions distinctes: celle de l'origine du matériau primitif; celle du rôle joué par le "mur" dans l'altération dudit matériau. C'est ainsi qu'a trouvé place une doctrine de "l'autochtonie relative", admettant un certain transport du matériau initial, mais une évolution sur place du minerai dans les creux de la topographie calcaire. On peut classer parautochtonistes les Auteurs qui ont envisagé un transport sur faible distance (P.GEORGE : 1935; G. de WEISSE : 1964 , A.BONTE : 1958, 1965, A.F.de LAPPARENT : 1949, I.VALETON : 1966). En imaginant un transport éolien, mais sur plus longue distance, E.ROCH (1956), et en proposant comme matériau initial transporté des cendres volcaniques, A.CAILLEUX (1961), sont parvenus à des hypothèses séduisantes, mais soulevant des difficultés paléogéographiques supplémentaires.

2- Mises au point récentes :

Avec M.GOTTIS (1964), on cerne, nous semble-t-il, le problème de plus près. Etablissant "l'unité temporelle et spatiale de l'émersion responsable", définissant l'aire de dépôt

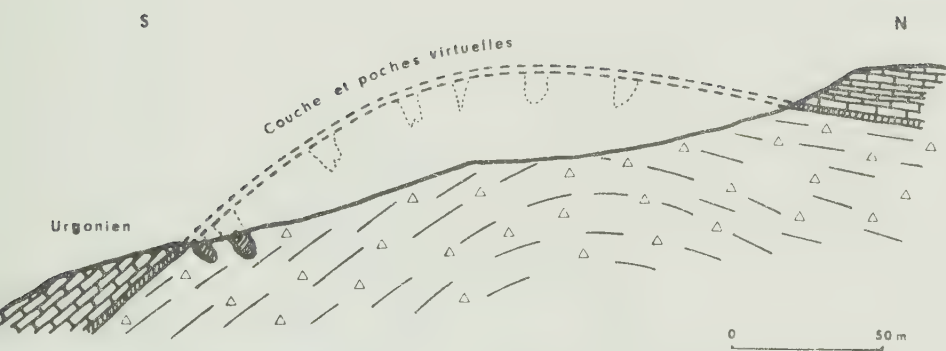
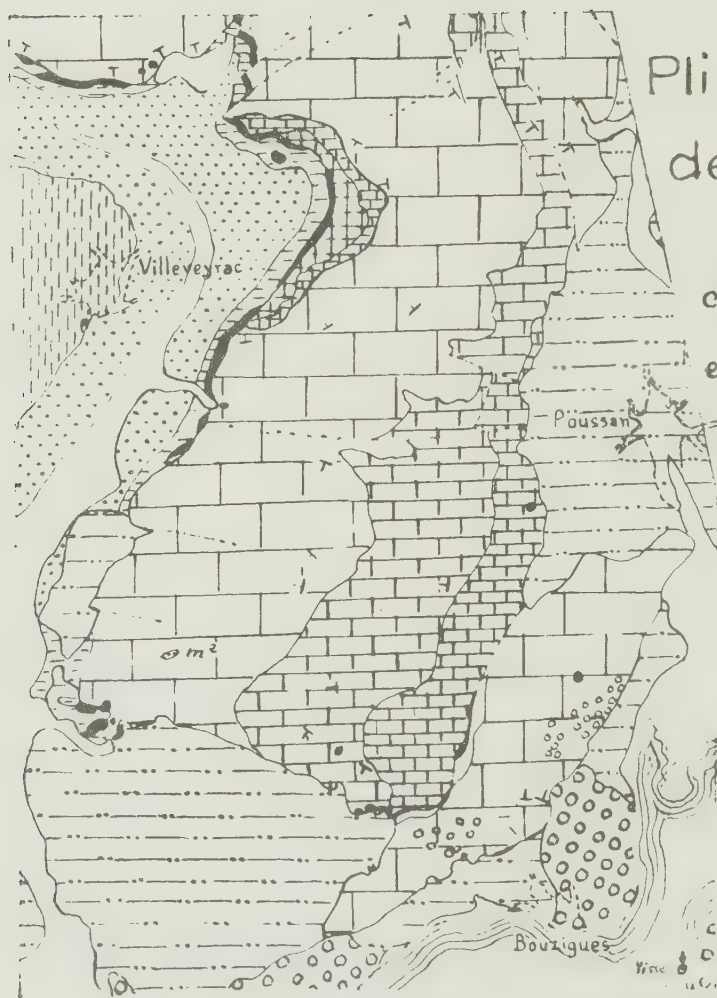


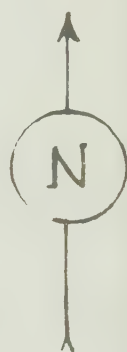
Fig.8 - POCHES ET COUCHES DE BAUXITE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DU GISEMENT DE BAYCHET

D'APRÈS P.J.COMBES.MONTPELLIER.C.E.R.G.A 1969 - T. III ET IV



Pli anté-Aptien
de Poussan

cf. f. géol. Sète,
et M. Gottis, 19...



- | | | |
|------------------------------|--|-----------------------------------|
| Quaternaire récent et moyen. | Rognacien: grès de Marcouïne. | Portlandien: f. purbeckien. |
| Villafranchien ancien. | Rognacien: grès de Villeveyrac. | Kimméridg. d. calc. locale dolo. |
| Molasse miocène. | Bégudien: grès, bancs calc., lignites. | Séquan.: calc. - neux, petits ba. |
| Phosphates (aquitaniens?). | Bauxite. | Rauracien: ca. sublithogr., dol. |

On notera le repos de la bauxite sur plusieurs termes du Jurassique.

("une bande qui n'excède pas 50 à 80 km. de large à partir du littoral aptien"), soulignant le contact toujours parfaitement net de la bauxite avec son mur ("parois lisses ... sans trace d'altération du calcaire"), il conclut de cette dernière qu'elle représente: "très certainement le produit d'une évolution latéritique "dont le "mode de gisement procède d'un facteur alluvial" à propos duquel il "ne saurait, pour le moment, préciser la nature"(pp.559-568 du manuscrit de 1957). Depuis, P.J.COMBES :1969 a pu prouver que nos bauxites dérivent, par vieillissement, de la latéritisation d'argiles ou de marnes détritiques, donc terrigènes, en provenance des socles émergés voisins et contenant leurs minéraux lourds, d'abord sédimentées dans les lagunes et marais d'un littoral bas mais mobile. Ce littoral se déplaçant au cours d'une période située entre le Barrémien supérieur, l'Aptien et l'Albien inférieur, sur un biseau d'érosion, établi aux dépens de divers termes du Jurassique et du Crétacé inférieur, nivelant. d'ailleurs, des ondulations anticlinales un peu plus anciennes (pli anté-aptien de Poussan). Il y avait, à la fois, crise rhéistasiqne et épirogenèse, avec une succession de phases alternées de transgressions/ régressions. Les dépôts, bien que terrigènes, se faisaient en période transgressive; la latéritisation, lors de leur émerision, en période régressive. Ensuite, certains gisements ont été promptement fossilisés (Ariège), à peu près tels qu'ils s'étaient formés; d'autres (Bas-Languedoc), plus tardivement ensevelis, ont été quelque peu remaniés, avec des figures de sédimentation caractérisées ou des effets de soutirage karstique, mais à peu près sur place ou seulement dé-

placés sur de très courtes distances. Bien entendu, selon le temps passé sous influence sub-aérienne, les effets de diagenèse sont plus ou moins prononcés. On connaît, en outre, des transformations plus accidentelles et plus tardives: ainsi le métamorphisme imposé à certaines bauxites de la région de Bédarieux par le contact des venues volcaniques basiques du Plio-Quaternaire (G.BARDOSSY, L.MESKO, G.PANTO et G.SAJCO 1970)

Du coup, révisant sensiblement ses positions premières, en tenant compte de l'apport de P.J.COMBES, E.ROCH 1972, attribuerait volontiers aux mouvements du sol, ci-dessus mentionnés, une légère surrection dans la partie Nord de l'isthme durancien, là où abondent des sables, grès et quartzites albo-célestins. Les produits mobilisés de leur érosion se seraient incorporés au matériau initial, soumis à bauxitisation dans le Sud de l'isthme, tandis qu'on leur devrait, dans la partie moyenne, la formation demeurée assez mystérieuse de l'aramonite "à caractère sidérolithique" (P.DEMANGEON :1959,p.201), telle qu'on l'observe à Aramon, au Sud de la Montagnette, dans les Alpilles de Maussannes, à Comps, St-Césaire-lès-Nîmes et St-Jean-de-Fos-Montpeyroux; relations de similitudes dans les composantes et aussi de continuité relative déjà relevées par J.de LAPPARENT (Excursion de la Société géologique de France de 1923). Par ailleurs, le vannage des limons de débordement, saisonnièrement abandonnés par les courants en crues assurant ces transports, seraient responsables des ocres d'Apt.

Il s'agit, comme on voit, d'une version beaucoup plus sûre que les précédentes de la thèse para-autochtoniste.

3- Surface de dégradation karstique du continent
des bauxites:

Plusieurs enseignements doivent en être retenus. D'une part, on peut légitimement utiliser le minerai pour jalonner et évoquer " le continent des bauxites". Celui-ci se présente, près des affleurements bauxitiques, comme un biseau d'érosion quelquefois établi aux dépens de structures ondulées, à un niveau proche de celui de la mer crétacée et en climat d'affinités tropicales à saisons alternées. Enfin, l'aplanissement en cause a dû prendre beaucoup plus de temps que le simple dépôt de la bauxite elle-même. Il est probable que ses manifestations initiales remontent à la régression marine de la fin du Jurassique, pour partie de sa superficie, et au début du Crétacé, pour une autre partie. Les dispositions de la bauxite dans les pièges du karst montrent (P.J.COMBES:1969), sans doute possible, que, selon les cas, la corrosion s'est manifestée nettement avant le dépôt du minerai (Bédarieux); ou bien qu'elle lui est peu antérieure (Villeveyrac); ou encore qu'elle s'est située franchement après (Ariège). Le biseau d'érosion ainsi modelé est donc bien, comme en Provence, une surface de dégradation karstique (J.NICOD 1967). Ses déformations, plus ou moins épirogéniques servent de relai entre le diastrophisme néocomien et anté-aptien et la phase anté-cénomaniennne, attestée par une discordance, tous mouvements prémonitoires de l'orogénèse pyrénéenne.

III- LES TERRAINS PALEOGENES ET LEURS ENSEIGNEMENTS PALEO GEOGRAPHIQUES:

Avec les terrains tertiaires, l'exiguité de beaucoup d'affleurements nous a contraint à combiner la formule du regroupement compréhensif et celle de la succession stratigraphique pour la carte d'ensemble annexée à ce travail. Finalement, nous distinguons: les terrains paléogènes, les dépôts de la transgression miocène, et ceux de la transgression pliocène.

A- Caractères généraux:

1-Le choix d'une limite inférieure-Intérêt morphologique de l'ancien "Garumnien":

Les formations paléogènes sont fréquemment corrélatives d'une tectonique vigoureuse.

Nous y avons joint le Rognacien et, localement, le Fuvélien, ce qui revient à ressusciter, dans le complexe rognacovitrollien, le vieux Garumnien des Auteurs, inadéquat sur le plan de la Paléontologie, mais parfaitement défini, en ses termes associés, (couches rutilantes et "barre" blanche de Rognac), d'un point de vue lithologique. Sauf en ce qui concerne les strates de base du bassin de Villeveyrac (M.MATTAUER et F.PROUST: 1962) et celles du bassin de Carcassonne (celui-ci d'affinités aquitaines) l'ensemble du Paléogène s'est déposé dans un système lacustre adossé à des Pyrénées qui se développaient au Sud, non seulement à leur emplacement actuel, mais au travers de notre Golfe du Lion (P.DEMANGEON: 1959, M.GOTTIS: 1957 et 1964, M.MATTAUER et F.PROUST: 1962)

2- La quasi universalité du régime lacustre:

Le régime lacustre, ainsi inauguré, a persisté, dans l'hinterland et à travers les temps paléogènes, jusqu'à l'Aquitainien, alors que déjà s'amorçait, vers Montpellier, comme à Carry-le-Rouet, près de Marseille, la transgression du "premier étage méditerranéen" qui se généralisera au Miocène (G. CORROY: 1960-1963). Cependant, on a signalé quelques passées marines à la base des sédiments de la cuvette de Narbonne: Stampien à Chattien (M. GOTTIS :1957).

3- Variété verticale de la sédimentation paléogène:

Dans l'intervalle plus haut défini, la sédimentation paléogène se montre complexe et variée. D'où une mise en valeur différentielle souvent finement ciselée. Quelques masses sédimentaires y sont assez puissantes pour donner lieu à de véritables *cuestas* (Lutétien calcaire); toutefois et en règle générale, les bancs plus minces, calcaires, conglomératiques ou gréseux, n'y développent que des reliefs monoclinaux en miniature, évoquant le relief micro-appalachien décrit dans la Provence voisine (J. NICOD : 1952). Des lacs, éocènes puis oligocènes ont pu se succéder aux mêmes endroits, comme c'est le cas de la cuvette de St-Martin-de-Londres. Mais, à l'échelle de la région tout entière, transgressivité, lacunes, discordances angulaires quelquefois très marquées (Sud du bassin de St-Martin-de-Londres), sont fréquentes, naturellement plus manifestes sur les marges des aires synclinales qu'en leur centre, signes, en tous cas, de

changements paléo-géographiques sans cesse reconduits. De ce point de vue, un contraste fondamental doit être noté entre les dépôts de précipitation chimique ou d'accumulation bio-chimique induisant une paléo-géographie tranquille et ceux d'allure détritique, aux implications climatiques et diastrophiques (P.DEMANGEON: 1959). En tracer la répartition, en fonction des variations verticales et des passages latéraux, aurait utilement enrichi la carte que nous proposons. Mais, en raison de l'exiguité des affleurements déjà notée, il n'a pu être question de descendre à un semblable niveau de détail au 1/750 000ème. On devra donc se contenter du figuré (mais sur la planche structurale dont il sera question plus loin) de quelques formes trahissant les bancs les plus résistants et, surtout, les plus épais.

B- Dépôts corrélatifs de l'orogénie pyrénéo-provençale :

Rappelons, néanmoins, la valeur corrélatrice bien connue des sédiments paléogènes qui a permis - combinée aux indications de discordances et de transgressivité - de rendre compte des traits majeurs (et donc des phases de mise en place décisives) de l'architecture du Bas-Languedoc et des pré-Pyrénées orientales.

1- Les premières phases compressives:

Chronologiquement, les premiers "documents" se rapportent à l'orogénèse pyrénéo-provençale: elle se caractérise par la pluralité des phases (nous avons déjà fait allusion aux plus anciennes qui précèdent et suivent le dépôt de la bauxite)

et par la complication croissante des structures. Ainsi, vers Durban (Corbières), à la crise anté-aptienne déjà citée succèdent, peut-être, une crise anté-campanienne et, sûrement, anté-rognacienne. De même, on peut signaler une tectogenèse anté-vitrollienne au Pech de Bugarach. Au Sud du pli de Montpellier, après le mouvement anticlinal anté-aptien de Poussan, le bassin de Villeveyrac témoigne d'une phase bégudo-rognacienne. C'est une surrection des débuts du Tertiaire qu'attestent, au flanc Nord de la même unité les épaisses brèches vitrolliennes.

2-La phase majeure de l'Eocène élevé :

Tous mouvements encore modérés, assez énergiques, cependant, pour créer des anticlinaux, sans doute simples, mais à coeur marneux (Trias élevé, Lias supérieur, Oxfordien, divers termes du Crétacé inférieur, notamment le Valanginien), de ce fait, déjà vigoureusement érodés et affaiblis sur leur charnière, aux dépens desquelles, lorsqu'elle surviendra, la grande crise pyrénéo-provençale de la fin de l'Eocène (celle des poudingues de Palassou et, plus généralement, des conglomérats et marnes du "Bartonien") pourra créer des structures désormais beaucoup plus complexes, chevauchantes, en fonction de déplacements tangentiels (poussée ? gravité?) appliqués du Sud au Nord, sans qu'il soit nécessaire, le plus souvent, d'envisager des "charriages" sur de très grandes distances. En effet, au style véritablement "nappiste" des Corbières, se substitue rapidement, dans l'espace languedocien, un type "écaillant" (Bugarach, St-Chinianais, pli de Montpellier) ou même la simple création de flancs inverses

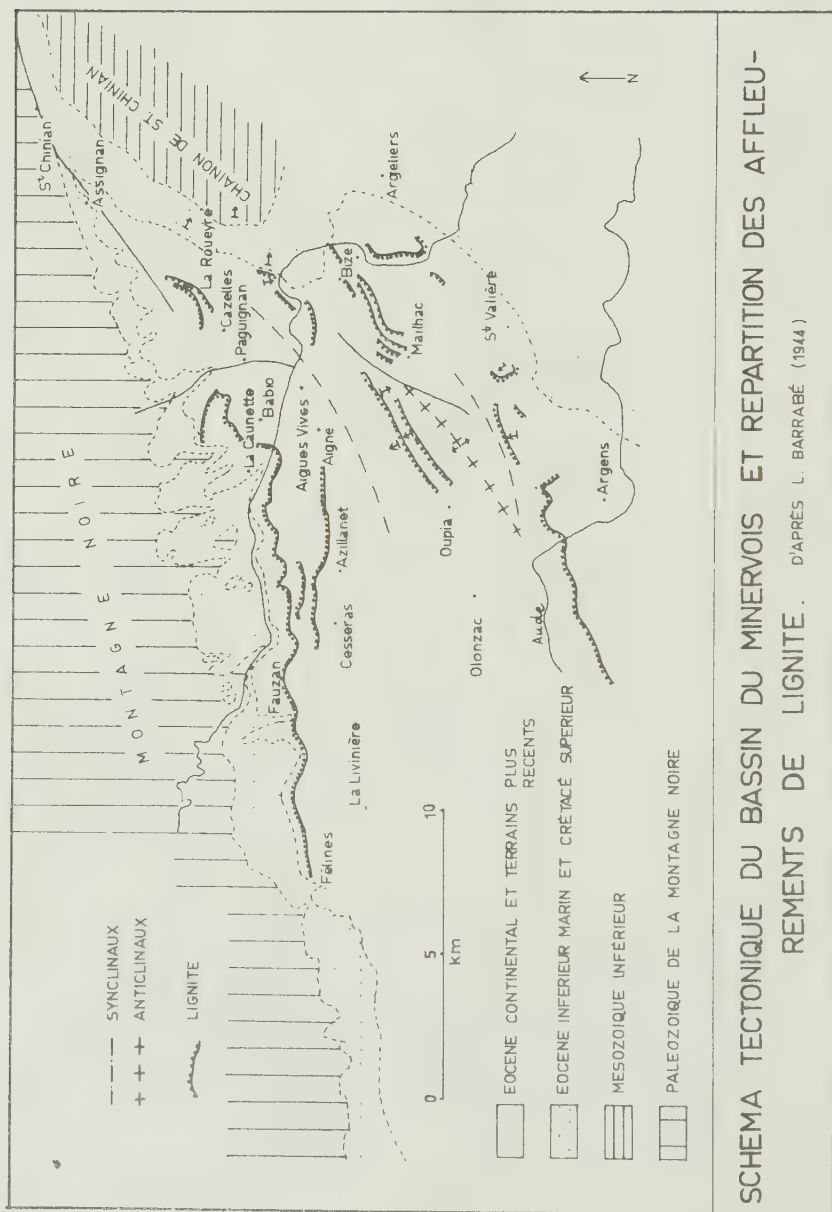
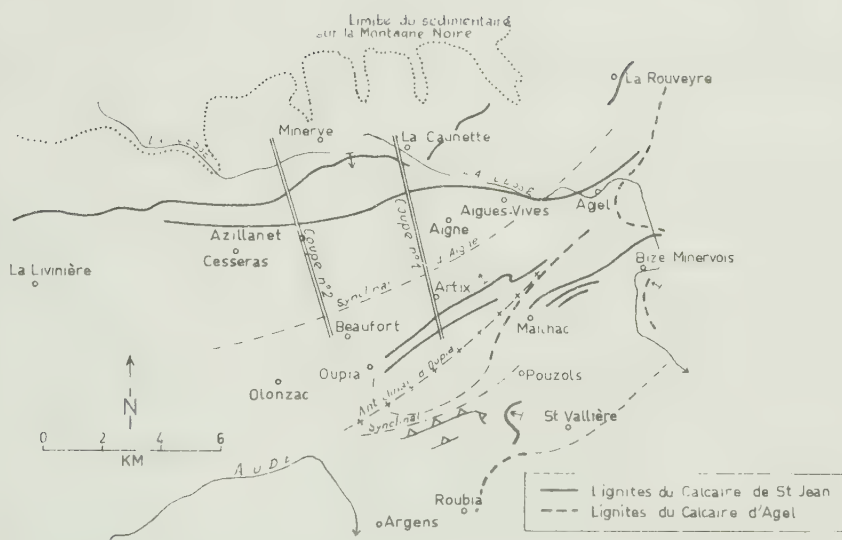
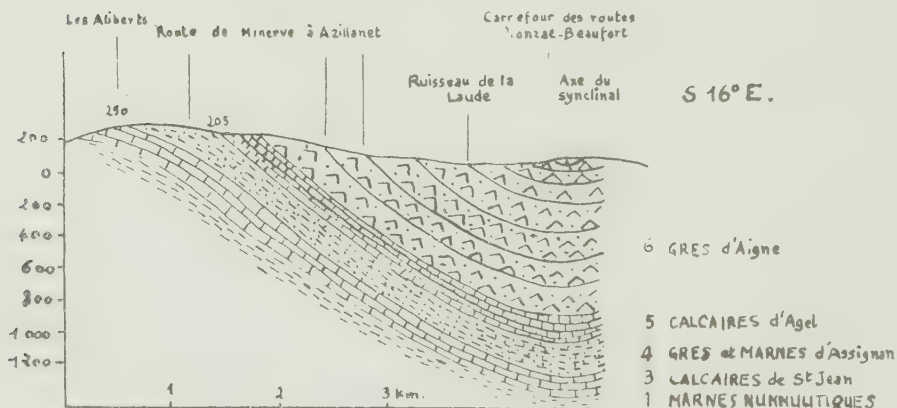
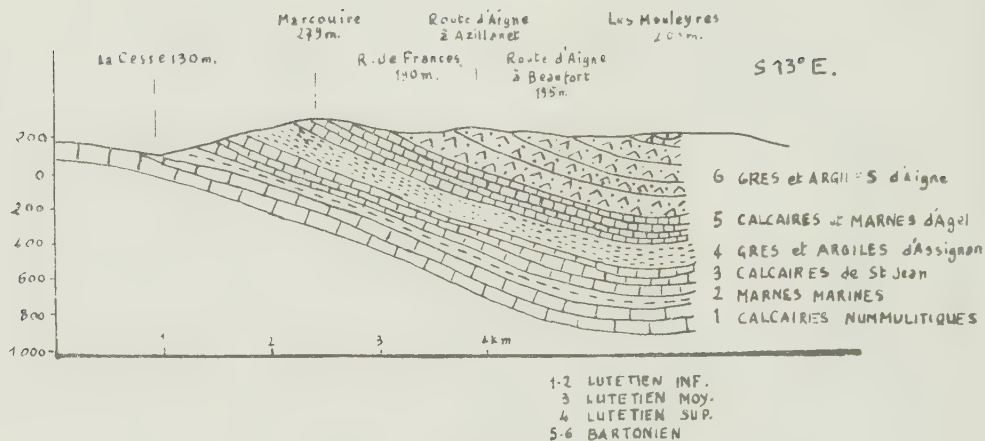


Fig. 17 .



COUCHES DE LIGNITE DU BASSIN DU MINERVOIS
d'après L. Barrabé (1943)

Fig. I8 .



COUPES DANS LE BASSIN DU MINERVOIS (L. BARRABÉ, 1943)

forme qui, au St-Loup, est beaucoup plus spectaculaire que le chevauchement propre, décelable au Sud du sommet, dans l'axe anticlinal, au niveau de la combe de Mortiès. La parenté de cette évolution "morpho-tectonique" avec celle mise en lumière par L.GLANGEAUD (1949, 1953) dans le Jura, doit être notée; et, plus encore, avec les types de la Provence sédimentaire, tels que J.AUBOIN et G.MENNESSIER (1960-1963) ont pu, parallèlement à l'évolution des idées les concernant, en recenser et préciser les variétés, à partir, notamment, du travail fondamental de L.LUTAUD (1935, 1957).

3- Le problème du "Bartonien" de la carte géologique
au 1/80 000ème :

Cette phase violente de la dernière partie de l'Eocène met donc en place, sans erreur possible, quelques unes des structures compressives les plus remarquables de notre région. Significativement, à faible distance des reliefs ainsi créés et qui se trouvaient alors dans toute leur jeunesse, activement attaqués par l'érosion, les dépôts détritiques bartoniens, souvent grossiers, se montrent strictement composés de roches empruntées au cadre local. Il y a moins de certitude pour les sédiments plus fins (biologiques ou partiellement chimiques) que les feuilles géologiques attribuent à cet Etage, à plus grande distance des structures pyrénéo-provençales saillantes les plus vigoureuses. C'est ainsi qu'en se fondant principalement sur l'étude des Charophytes, les phyto-paléontologistes ont pu entreprendre d'importantes révisions en pays montpelliè-

rain: les lignites de Coulandres pourraient être cuisiens et les calcaires de St-Gély-du-Fesc, lutétiens ou auversiens, et non bartoniens, comme l'indique la première édition de la feuille géologique de Montpellier au 1/50 000ème (M.FEIST-CASTEL:1972)

C-L'Oligocène et l'orogénie cévenole :

1)-La coupure stratigraphique Eocène/ Oligocène-
Quelques révisions récentes:

Les mêmes techniques relatives aux végétaux inférieurs, jointes à l'étude, après tamisage, des restes de petites faunes ainsi qu'un examen plus serré des dispositions stratigraphiques sur le terrain (M.MATTAUER, 1962-P.DEMANGEON, G.GLACON et M.MATTAUER, 1962- L.GRAMBAST, 1962- L.THALER, 1962, R.REY, 1962 - S.GARIMOND et L.THALER, 1963 - M.CASTEL et J.L.REILLE, 1968 - M.FEIST -CASTEL, 1971) ont permis de préciser l'étendue verticale de l'Oligocène. Les précisions nouvelles induisent à renvoyer dans l'Eocène terminal la plus grande partie des dépôts subordonnés aux grès de Célas, en particulier les calcaires à Potamides aporoschema. L'on verra qu'amputé ainsi par le bas, l'ensemble des terrains oligocènes doit être, au contraire, augmenté, au sommet, de couches détritiques autrefois rangées dans le Bartonien et décalées jusque dans le Stampien. Une différence fondamentale oppose, en effet, l'Oligocène inférieur à l'Oligocène supérieur.

2)-L'Oligocène inférieur:

a)-L'exemple de la sédimentation de l'Oligocène inférieur dans le bassin d'Alès:

La dépression d'Alès fournit un exemple bien caractérisé des dépôts de l'Oligocène inférieur (Sannoisien): sables plus ou moins argileux, quelquefois chargés de concrétions ferrugineuses, grès à végétaux et couches à lignites, calcaires.

-L'abondance du Calcaire:

On en retiendra, d'abord, l'abondance du carbonate de calcium qui ne se limite pas aux niveaux calcaires, mais se trouve encore représenté dans les marnes et dans le ciment des grès.

-Les grès de Célas- Leurs éléments constitutifs:

Concernant ces grès de Célas, chargés de débris de schistes à séricite et à chlorites, pauvres en grains de quartz et éclats de chailles, mais enrichis d'oxydes de fer attribuables à l'altération des pyrites et de concrétions limoniteuses, sans oublier éventuellement une imprégnation bitumineuse (Servas) le tout emballé en un ciment calciteux, P. DEMANGEON 1959 a mis en évidence la double origine des matériaux: érosion, sans doute modérée de la Cévenne schisteuse (secteur d'Ouest: séricite, chlorites); et lavage par des courants lents des paléo-sols de topographies calcaires sans grand relief (secteur Est: limonite).

-La flore de Célas et ses indications paléoclimatiques:

La célèbre flore de Célas montre des végétaux proches de ceux des actuels pays chauds (Palmiers, Acacias, Ficus) curieusement mêlés à des Peupliers et des Frênes, d'une part, tandis que, d'autre part, à St-Hippolyte-de-Caton, aux Fumades sont

attestés des conifères (Sequoia? Araucaria?). Le caractère mêlé de cette flore est un trait d'archaïsme qui ne saurait nous faire douter que des températures élevées régnaient bien. Ce type de mélange existe encore, aujourd'hui, à des latitudes assez basses, sur les façades orientales des continents. Il s'explique beaucoup plus sûrement par l'existence de feuillus et de conifères adaptés à la chaleur que par un étagement sur des reliefs importants que les caractères de finesse relative des sédiments (où les galets sont rares) et la nature lente des courants d'apport (qu'on peut tirer de l'étude des courbes de classement), rendent improbable. L'abondance de l'accumulation de matière organique (lignite, asphalté, odeur fétide des grès fraîchement cassés) suggère une certaine humidité. La charge calcaire des eaux du lac plaide dans le même sens. Toutefois, il faut faire la part d'un micro-climat privilégié des rives. Rien ne prouve que tout l'environnement ait joui de la couverture végétale "luxuriante" envisagée par G. CECROUX (1960-1963) pour la Provence voisine. Sans nier d'importantes précipitations, nous croyons qu'elles ont revêtu un caractère saisonnier bien contrasté.

Nous y incitent les données de la sédimentation, en particulier sur les marges de la dépression alésienne.

-Les marges du bassin d'Alès:

1)-Marges septentrionales-Importance des apports siliceux:

Au Nord (Vagnas), ces données sédimentaires sont exceptionnelles: sables rouges et conglomérats siliceux. Leur richesse en limonite va de pair avec leur pauvreté en calcaire. P.DENANGEON (1959) n'y a relevé que de rares minéraux lourds de métamorphisme; mais la fraction légère s'affirme fort originale, moins par ses quartz que par la présence de feldspaths-minéraux relativement fragiles et peu susceptibles de remploi.

11)-Marges méridionales- changements progressifs dans la nature des matériaux détritiques:

Au Sud, les affleurements des grès du faciès de Célas se prolongent jusqu'aux environs de Fontanès-Lecques. Mais déjà, à partir des bords de la Droude qui conflue dans le Gardon à Moussac, des décharges de cailloutis, souvent discontinues et désordonnées, font leur apparition, ravinant ces mêmes grès de Célas et recouvertes par d'autres grès jaunâtres. Ils s'empilent dans des lentilles de conglomérats, incluant des galets calcaires mais surtout pour plus de 60% de silex et de chailles, résultant de la destruction de larges tranches de terrains mésozoïques du Bas-Languedoc lui-même, mêlés, il est vrai, de quelques emprunts réalisés aux dépens de la marge septentrionale (Crétacé supérieur), comme le montrent les minéraux lourds y compris une assez abondante quantité de limonite opaque. Plus au Sud-Est, à partir de Fontanès-Lecques, la proportion des galets siliceux, accidents dans la sédimentation des roches carbonatées,

diminue au profit des galets calcaires, sans doute à la fois parce que les horizons détruits étaient moins riches en chailles et silex et que l'ablation a intéressé une puissance plus réduite, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la Cévenne de l'Ardèche, de la Cèze et des Gardons: les raisons de cette hypothèse apparaîtront, à leur place, un peu plus bas. Dans les niveaux qui nous occupent, les galets calcaires se montrent impressionnés et leur émoussé assez prononcé est, néanmoins, dépourvu de symétrie. Il est vrai que, dans les lentilles où ils sont de petits calibres, les cailloutis apparaissent plus régulièrement façonnés, tandis que la proportion de quartz augmente par comparaison avec les bancs riches en blocs de diamètres élevés. Des traits semblables sont à observer dans le bassin de Liouc et, très probablement, dans le fossé de Montulieu où la carte géologique ne signale que de l'Oligocène moyen et supérieur, mais où il est assez vraisemblable que la base du dépôt appartienne encore à l'Oligocène inférieur dont elle se rapproche par ses caractères sédimentologiques (F. DEMANGEON, 1959, p.194).

b) - essai de paléogéographie de l'Oligocène inférieur:

-Un type d'écoulement compatible avec une certaine aridité:

Ces caractères, joints au vaste étalement de ces décharges de matériaux grossiers, nous conduisent à admettre des régimes d'écoulements contrastés et donc des manifestations climatiques brutales, plus faciles à comprendre dans une ambian-

ce de saisons bien tranchées, accompagnées d'irrégularités d'une année sur l'autre- marques d'une certaine aridité- qu'avec une humidité harmonieusement répartie.

-Les deux provinces d'origine des matériaux détritiques :

Dans l'ensemble des secteurs ci-dessus brièvement décrits, nous avons reconnu, après P.DEMANGEON (1959), l'existence de deux apports différents: celui qui remanie, sans violence, les masques pédologiques et regrade les topographies des Garrigues du Nord-Est; celui, plus turbulent, originaire des Cévennes. L'existence d'écoulements torrentiels est en accord avec le climat que nous avons tenté de déduire des caractères les plus fréquents du sédiment. La coexistence de ceux-ci avec des courants lents est-elle acceptable? A notre avis, sans aucun doute: il n'y a pas là plus de contradiction que lorsque l'on constate, de nos jours, la juxtaposition des eaux paresseuses des biefs d'une part, et des rapides, d'autre part, au long d'un même organisme fluvial; c'est le fait du relief existant. De façon comparable, nous croyons pouvoir affirmer un contraste entre les topographies effacées des Garrigues du Nord-Est et celles plus vigoureuses du secteur cévenol. Et certes, les feldspaths recueillis dans l'extrémité Nord de l'aire subsidente d'Alès, en provenance probable de la montagne ardéchoise, comme les schistes sériciteux et chloriteux de la Cévenne gardoise, prouvent que le socle du Massif Central est déjà entamé. Toutefois, la dispersion de ces minéraux demeure limitée, comparée à l'étendue sur

laquelle se sont répandus les cailloutis à silex et à chailles, signes de la démolition de couches mésozoïques puissantes et de superficie notable. Ces cailloutis, assez volumineux pour impliquer des écoulements spasmodiques et vigoureux, assez "façonnés", quoique irrégulièrement, pour relever d'un transport sur grande distance, ne peuvent être qu'empruntés à la couverture sédimentaire cévenole qui apparaît ainsi avoir été, alors, beaucoup plus étendue qu'elle ne l'est aujourd'hui.

-Probabilité d'un modeste début de la sur-
rection paléogène des Cévennes:

On entrevoit donc une sorte de crise glyptogénique, d'ailleurs relativement modérée et non sans contrastes régionaux comme on vient de le souligner. Nous avons tenté, on s'en souvient, d'en établir les conditions climatiques. Toutefois, on ne saurait en limiter au climat les responsabilités. Il faut encore prendre en considération un faible mouvement positif de la dorsale cévenole. Elle devient un centre de distribution de matériaux détritiques, tandis que, dans le même système morpho-climatique, la Montagne Noire ne se manifeste pas- situation exactement inverse de celle des temps éocènes où cette dernière entité s'était trouvée impliquée dans les efforts de l'orogénie pyrénéenne. Pareille sélectivité régionale ne peut, en tout cas, laisser aucun doute quant à l'intervention des forces internes. Les spécialistes de la Provence ne s'en étonneront pas: des mouvements à rayon de courbure assez ample, affectant l'Oligocène, ont été signalés dans certains secteurs des bassins d'Aix et de

Marseille (G.CORROY,1960-1963,p.32).

Ils n'ont, en principe, plus rien à voir avec la dynamique de la chaîne pyrénéo-provençale. Cependant, des structures aussi durablement évolutives que celles élaborées dans cette dernière, ne se figent ordinairement pas d'un seul coup dans les temps qui suivent immédiatement la phase majeure de leur mise en place. Des observations très récentes auxquelles H.GONORD a bien voulu nous convier, montrent l'Oligocène inférieur conglomératique écaillé, en avant du front du pli de Montpellier, non loin de Vendémian. Il y a là, semble-t-il, une exception locale qui contraste avec les ondulations à moyen rayon de courbure que nous venons de décrire.

-Transports sur grandes distances et larges aplanissements du bas-pays:

Ce style, proprement épirogénique, qui semble bien rendre compte, au Sannoisien, des déformations cévenoles, eu égard aux dépôts précédemment décrits (comme du reste de la subsidence encore faible des bassins), ne suppose aucunement la montée de reliefs fortement saillants. De fait, tant dans la dépression d'Alès s.s. que dans le synclinal de St-Chartes-St-Mamert, à Liouc ou à Fontanès-Lecques , et aussi dans le bassin de St-Martin-de-Londres, s'affirme avec un caractère de généralité remarquable, le fait, plus haut relevé sur des exemples particuliers, de l'appartenance de l'Oligocène inférieur languedocien au type des formations de grand transport. A la progression de ces nappes de matériaux détritiques, à leur étalement au sein

d'un système laguno-lacustre étendu et peu profond, aucun obstacle de relief majeur n'est venu s'opposer. Remarque identique, concernant les mêmes niveaux stratigraphiques en pays montpelliérains et dans le Nord de la plaine de l'Hérault. Si quelques aspérités subsistaient sur les topographies où de tels courants ont pu s'organiser, elles n'ont pu que s'atténuer tout en contribuant à nourrir la masse détritique. A propos de cette dernière, l'on n'aura pas manqué de noter que le pourcentage de galets calcaires allait croissant vers le Sud; c'est-à-dire à l'approche des ruines les plus imposantes des reliefs hérités de la fin de l'Eocène, ainsi que le voulait l'ordonnance de la chaîne pyrénéo-provençale, dont les pentes d'ensemble, de la zone axiale aux massifs les plus externes, étaient orientées du Midi vers le Nord. Bref, cependant que l'érosion commence à s'éveiller dans les Cévennes, nous croyons pouvoir affirmer que le Bas-Languedoc connaît une phase d'actif aplanissement. Dans cette période de l'évolution qui précède les grandes surrections du Massif Central, il y a tout lieu d'admettre que le même effort de planation s'est imposé tant dans les grands Causses que dans les régions d'affleurement du socle, là où il était déjà exhumé. C'est encore le cas des Corbières.

3)- L'Oligocène Supérieur:

a)-Le bassin d'Alès à l'Oligocène supérieur:

Tout autre est le sens du témoignage des dépôts de l'Oligocène supérieur-(Stampo-Aquitainien).

-Le Stampien du bassin d'Alès:

Dans le bassin d'Alès, le Stampien, puissant de 300 à 400 mètres, est formé de marnes rosâtres, entrecardées de conglomérats et de micro-brèches. Ces dernières, formant la "molasse lacustre" des anciens auteurs, sont constituées par un fin gravier carbonaté dont l'origine ressortit au cadre mésozoïque proche ou aux îles qui parsemaient le lac; les grains en sont mutuellement impressionnés et marqués, quelquefois, par des inclusions de quartz, liés, enfin, par un ciment de "calcite grenue" peu abondant, les micro-joints étant soulignés par des films d'halloysite; dans cette roche, les éléments siliceux ne représentent guère plus de 16% de l'ensemble (P. DEMANGEON: 1959). Cependant, quelques courants d'origine fluviale se sont traduits par un nombre restreint de traînées, très localisées, de grès et conglomérats siliceux où ont été trouvés les minéraux lourds du Massif Central (tourmaline, anatase, zircon, sphène) et quelques cristaux en provenance des grès du Crétacé supérieur (staurotide, disthène). Comme au niveau du Sannoisien, une place à part revient à l'extrémité Nord de la dépression: là sont des formations continentales, non plus exceptionnellement, mais fondamentalement siliceuses: grès feldspathiques rouges et conglomérats (chailles, silex, quartz, grès ferrugineux et feldspathiques) d'entre Vagnas et l'Ardèche.

-L'Aquitainien du bassin d'Alès:

À l'Aquitainien, l'ensemble des caractères apparus au Stampien, se maintient, mais avec un degré de grossièreté accrue

dont les aspects les plus spectaculaires sont d'observation aisée, sur la rive gauche de la Cèze, au sortir de St-Ambroix, dans les virages de la petite route qui conduit à St-Sauveur-de-Cruzières (D. 71). Là s'empilent les masses d'un conglomérat extrêmement grossier ("Améla"), entaillé par la rivière et les petites vallées qui y confluent, sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur visible (celle de l'étage doit être de 100 à 250 mètres). L'origine doit en être recherchée dans la destruction d'affleurements très proches (Urgonien fréquent). Tantôt associés dans une brèche anguleuse, tantôt dans un poudingue à macro-galets mal façonnés, les blocs montrent des calibres très variables. On rencontre quelques passées gréseuses sans finesse. Mais, fréquemment, les diamètres atteignent la taille du poing et, plus souvent encore, la taille de la tête. Vers le haut, il en est qui avoisinent le mètre. Le liant n'est guère abondant, ici formé de grès d'aspect peu constant, là d'une marne rougeâtre, l'un et l'autre contenant plus de 90% de calcaire, sans éléments schisteux ou grès siliceux ni, à l'analyse, de minéraux de métamorphisme (P. DEMANGEON : 1959). L'ensemble ne laisse percevoir aucun classement net : l'observateur peut hésiter entre une formation "d'écroulement" de versant ou un ensemble de cônes torrentiels complexes, extrêmement désordonnés et résultant de l'activité de courants fort turbulents, donc fortement pentés, mais sur faibles distances, ceci en raison de l'absence des matériaux du socle, déjà atteint en divers points au Sannoisien, comme on l'a vu mais néanmoins encore enveloppé d'une couverture

sédimentaire plus étendue que l'actuelle. L'hypothèse torrentielle nous paraît la plus probable. En tout cas, la considération du calibre et du médiocre émoussé, comme celle de la localisation des brèches de St-Ambroix vers la bordure occidentale de la dépression d'Alès, nous oblige d'y voir l'oeuvre d'une érosion plus brutale qu'à tout autre moment de l'Oligocène s'attaquant à des reliefs sub-cévenols proches désormais remarquablement vigoureux. Vers l'Ouest, ces cailloutis sont brutalement tranchés par une réplique de la faille des Cévennes qui les met en contact avec l'Urgonien, lui-même déformé- accident, du reste, nivelé depuis. Vers l'Est, leur limite résulte du travail de l'érosion affouillant le "bassin" et, notamment, en mettant à profit la vulnérabilité des marnes jaunes ou rosées qui les supportent. Toutefois, il en subsiste assez pour prouver que la formation aquitanienne ne demeurerait ni aussi fruste quant au façonnement des galets, ni aussi grossière quant à la médiane des calibres des "grains", au fur et à mesure qu'on va s'éloignant de l'accident-limite occidental, ainsi que l'avait reconnu G.DENIZOT (cité par P.DEMANGEON: 1959, p.189)

-Autres gisements classiquement reconnus de
l'Oligocène supérieur en Bas-Languedoc:

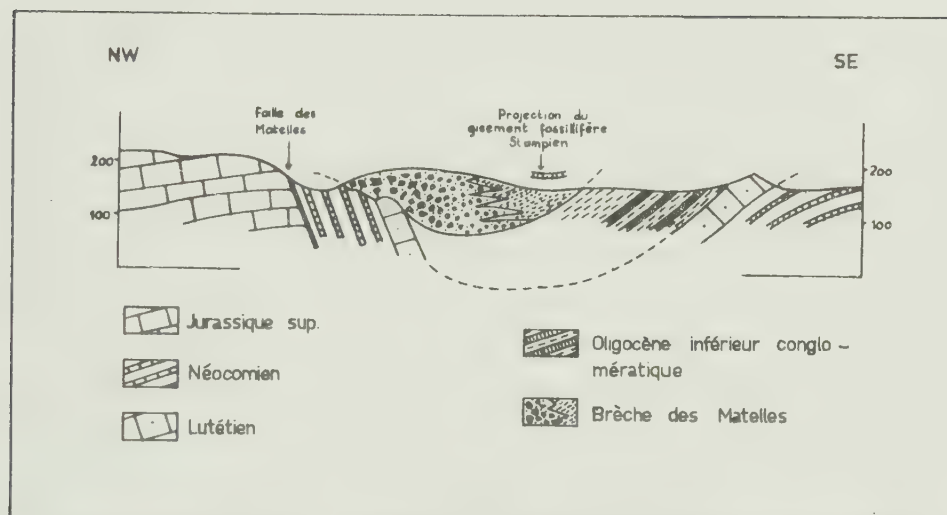
Ces caractères (superposition des conglomérats aux marnes jaunes ou rosées, avec intercalation de quelques bancs calcaires, grossièreté accrue du bas vers le haut, appartenance des matériaux détritiques à un cadre strictement local ou peu éloigné) se retrouvent dans les affleurements de Stampo-Aquitainien classiquement reconnus en Bas-Languedoc : Sud du bassin d'Alès

jusqu'au-delà du Gardon d'Anduze, fossé de Montoulieu, synclinal de St-Chartes-Sommières (depuis Moussac, St-Géniès-de-Malgoires, la Calmette, jusqu'au Montagnon de St-Mamert et au bassin de Campagne-Aspères, sans oublier le petit gisement de Peyre-Fioc, au revers Nord de l'anticlinorium de la Vaunage qui doit son nom aux silex rouge sang de l'Oligocène).

b)- La révision de la position stratigraphique
de la brèche des Matelles:

Mais, par ailleurs, nombreuses sont, dans l'espace régional, les accumulations détritiques d'âge oligocène qui ont été confondues par les auteurs de la carte géologique au 1/80 000ème, à la suite des attributions de F.ROMAN (1897), avec des terrains bartoniens, également détritiques, Ceux-ci sont liés à l'orogénie pyrénéo-provençal et demeurent subordonnés aux accidents plissés, d'axe Ouest-Est. Ils sont, de ce fait, d'origine strictement locale. Déjà on avait pu en distinguer les affleurements sannoisiens, formations sans liens avec les entités pyrénéo-provençales et au faciès de grand transport, avec abondance de chailles et de silex, comme on l'a vu: ces résultats sont consignés sur les feuilles géologiques au 1/50 000ème de Montpellier (1ère édition) et de Lunel. Mais le premier de ces documents place encore la brèche des Matelles au sommet de l'Eocène. M.MATTAUER (1962) a fait justice de cette erreur. En effet, si la brèche est bien discordante sur le Néocomien et le Lutétien, comme on l'admettait, elle "ne s'enfile jamais sous l'Oligocène conglomératique" (inférieur), mais, au

Fig. I9 .



COUPE SCHEMATIQUE MONTRANT LA DISPOSITION DE LA » BRÈCHE DES MATELLES « AUX ENVIRON MÊME DU VILLAGE . — D'APRÈS M. MATTAUER, 1962

contraire, repose encore sur ce dernier, disposition visible "le long de la route de Combaillaux à St-Gély-du-Fesc". D'autre part, au Nord-Est des Matelles, la brèche est "surmontée par des niveaux calcaires et marneux", riches en Characées, Pulmonés et Micro-Mammifères qui assignent à ces horizons fossilifères un âge stampien élevé. "La brèche des Matelles, située entre l'Oligocène inférieur conglomératique et le Stampien supérieur est donc bien d'âge oligocène" (op.cit.pp.316-317). Ainsi discordante sur tous les étages qui la précèdent et que nous venons de citer, elle se montre liée, sur une longueur de 40 kilomètres environ, à une grande faille normale d'orientation "cévenole" dont elle représente la brèche d'écroulement syntectonique. Aussi est-elle composée uniquement de matériaux calcaires locaux, d'ailleurs très faiblement dispersés à partir de l'accident qui fut à l'origine de leur mobilisation.

-Hypothèse climatique relative à la brèche des Matelles :

En effet, au-delà de quelques centaines de mètres à l'Est de ce dernier, l'empilement chaotique des cailloutis grossiers passe, latéralement et de façon rapide, à des marnes de faciès beaucoup plus fin; ainsi les matériaux de fort calibre, arrachés au relief de faille en voie de surrection n'ont subi aucun étalement du fait des eaux descendant du compartiment élevé vers le compartiment abaissé, ni par les courants lacustres dans la zone de dépôt. Nous avons fait la même constatation à propos de la brèche de St-Ambroix; et si le fossé d'Alès connaît

des étalements plus vastes des cailloutis de l'Oligocène supérieur, c'est seulement parce que les "klippes" dont nous préciserons les significations tectoniques plus bas, multiplient les centres et les aires de dispersion. De telles dispositions ne témoignent pas en faveur d'une grande profondeur des nappes d'eaux lacustres. Les puissances sédimentaires que nous avons relevées ne peuvent que rendre compte d'une subsidence des cuvettes, d'ailleurs marquant une tendance à l'accélération de la base au sommet de l'Oligocène supérieur; c'est pourquoi on peut hésiter sur la terminologie précise applicable à ces cuvettes: certaines (Alès, Montoulieu) paraissant avoir d'abord figuré des "bassins" relativement complexes et étendus, pour prendre, dans la suite l'allure de fossés caractérisés, bien circonscrits par leurs accidents bordiers. Les eaux rassemblées dans ces dépressions ne se sont guère montrées capables d'assurer, en leur sein, une large diffusion des matériaux grossiers; par ailleurs les courants tributaires se définissent comme violents, sans doute, mais spasmodiques et limités à d'assez courts versants. Ce sont là les indices que des affinités climatiques arides commandent alors le modelé (R.DUGRAND :1963), autorisant une reprise de la pédimentation. Ajoutons, pour en terminer avec l'exemple typique de la faille des Matelles qu'elle a dû quelque peu rejouer depuis le Stampien, puisque la brèche elle-même se montre légèrement ployée par une faible inflexion synclinaline.

-Autres révisions en faveur de l'Oligocène Supérieur:

Des révisions semblables du prétendu "bartonien" ont

été effectuées, en faveur d'un Stampien "moyen-élevé" et tout à fait supérieur, pour les formations détritiques: de St-Vincent de-Barbeyrargues; des faubourgs Nord de Montpellier, de Font-Cau, des environs de St-Georges-d'Orques; de Cournonterral; du fossé de Sainton, pour partie du moins; du bassin de Montarnaud; les conglomérats et les calcaires ou marnes de Cabrials, commune de Flaissan, appartiennent à un Stampien tout à fait supérieur, peut-être même à l'Aquitanien.

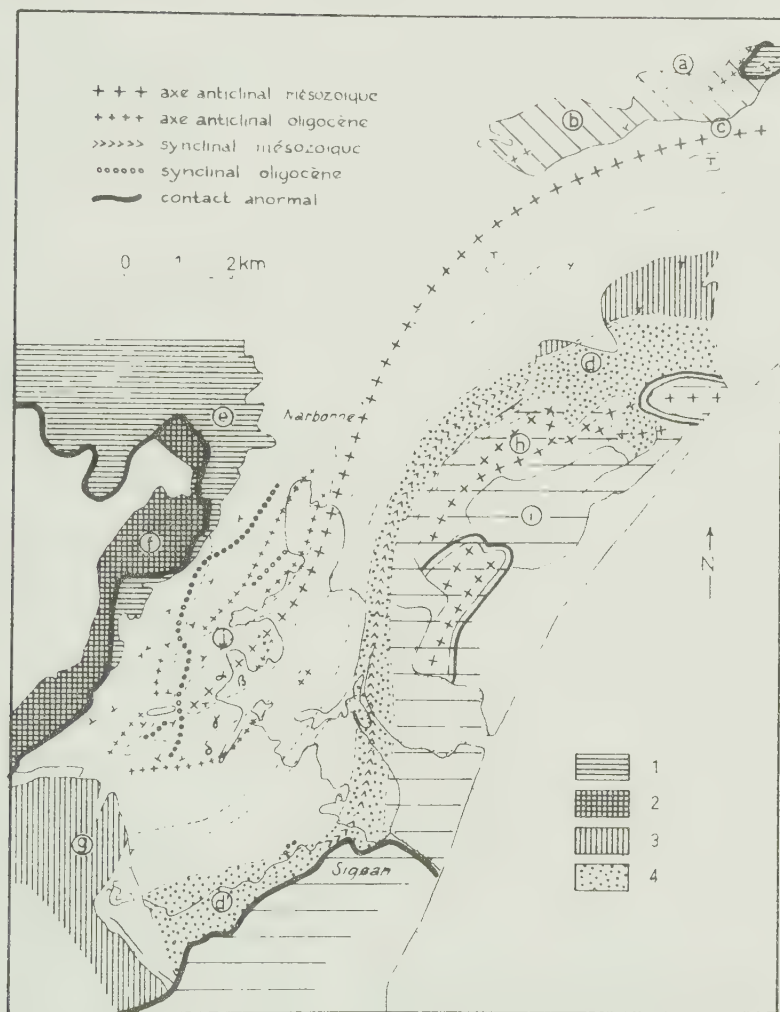
c)-Le bassin oligocène de Narbonne:

Les dispositions du bassin de Narbonne.

Le bassin de Narbonne mérite notre attention. C'est une aire de subsidence dont le "creux" est, du reste, difficile à apprécier (faibles valeurs gravimétriques à Coursan); les évaluations tentées à partir de l'affleurement des assises, observées sur les marges, permettent d'assigner quelques 500 mètres de puissance à l'Oligocène; 360 mètres ont été constatés au sondage de Lespignan I (M.GOFFIS : 1957-1964).

1)-Dessin général de la cuvette de Narbonne:

Discordants sur les terrains antérieurs, ces dépôts se sont faits dans une aire déprimée au pourtour ovale, de grand axe Nord-Est, Sud-Ouest, sans doute dans des limites assez peu différentes des actuelles, des indications "littorales" se montrant fréquemment sur la périphérie observable. Les assises néogènes transgressives qui, avec les dépôts quaternaires, masquent partiellement l'Oligocène, ont progressé suivant des axes obliques par rapport à l'allongement de la cuvette paléogé-



1. Flanc chevauchant de l'anticlinal de Portel-Lespignan
2. Écaille subautochtone de Fontfroide (élément du flanc nord)
3. Monoclinal de Fleury (flanc méridional de l'anticlinal de Portel)
4. Synclinal de Roquefort-Fleury (prolongement du synclinal de St Paul de F.)

Nom des lieux et zones : a. La Galiberte (flanc inverse liasique) - b. Anticlinal de Nisan-Lespignan (Séne mésozoïque chevauchante - c. Lespignan - d. Synclinal d'Armissan-Fleury - d'. Synclinal de Roquefort la Nouvelle - e. Unité chevauchante de Jonquières - f. Éléments autochtone de Fontfroide - g. Plu de Val - h. Anticlinal de l'Hospitalet - i. La Clape - j. Anticlinal mésozoïque de Portel-Peyriac. Detail de l'anticlinal mésozoïque de Portel-Peyriac : α. Trias, β. Infra-lias, γ. Lias sup., δ. Jurassique

SCHEMA STRUCTURAL DU FOSSÉ DE NARBONNE-SIGEAN ET DE SES BORDURES — D'APRÈS GOTTIS

ne. Les couches oligocènes témoignent d'un pendage originel des bordures vers le centre. Partout où l'ordonnance des galets montre une netteté suffisante, leur imbrication prouve que les écoulements se faisaient précisément dans le sens du pendage (P. DEMANGEON :1959)

11)-Irrégularités de la cuvette de Narbonne :

Toutefois, la cuvette narbonnaise n'est pas parfaitement régulière. L'oligocène y moule des ondulations anticlinales. Au Nord, celle de la ferme de la Galiberte (près de Lespignan) fait affleurer le Dogger, d'ailleurs karstifié. La molasse miocène se montrant là légèrement dénivelée, il est bien possible que de tels accidents aient rejoué au Néogène. Au Sud, l'anticlinal aligné Sud- Sud-Ouest, Nord - Nord-Est, de Portel au Cap du Viguié, permet même au Lias de venir au jour grâce à une inversion de relief, entre des crêts de Jurassique moyen. Le dessin de la combe, ainsi excavée, se trouve compliqué par une tectonique cassante. Et l'Oligocène, installé dans la combe, préexistante à son dépôt, y a prononcé une inflexion synclinale, curieusement superposée à l'axe anticlinal du substrat mésozoïque (M. GOTTIS:1957,1964) .De même, à la faveur d'une tectonique de blocs, hachant la bordure orientale du massif charrié de Fontfroide, il y pousse une série d'avancées, comme il se glisse plus au Sud-Ouest dans la dépression de la Berre. Dans ce secteur, par conséquent et à la différence de ce qui se passe ailleurs dans le Bas-Languedoc, les couches de l'Oligocène inférieur se sont mises en place dans un cadre où les accidents de l'orogé-

nèse pyrénéo-provençale étaient particulièrement mal effacés et où subsistaient des traces d'érosion différentielle.

-Les sédiments du bassin de Narbonne.

1)-Les évaporites et leur valeur climatique

En effet, l'Oligocène supérieur semble, ici, exclusivement représenté, étant seul visible à l'affleurement, comme au sondage de Lespignan I. Il débute avec des calcaires en plaquettes et des marnes à gypse, sel, bitume-véritables "évaporites" dont il nous importe peu que les plus anciennes soient le fait de quelques éphémères pulsations marines, ni les plus récentes exclusivement lacustres. Dans ces dépôts de précipitation chimique fini-stampiens, l'élément le plus original est le soufre, bien connu à Malvésí, tandis qu'à Coursan où certains puits dégagent de l'hydrogène sulfuré, existe encore une source sulfuro-calcique. Ces roches marno-calcaires ont une certaine épaisseur au centre de la cuvette. Plus minces sur les marges, elles y sont rapidement surmontées par des brèches grossières dont la puissance s'accroît encore à l'approche des rives et dont le matériau, à peu près exclusivement calcaire (sauf le cailloutis siliceux du Terrier de Coudonne, au Sud-Ouest de Narbonne), est emprunté au cadre local des Corbières, non à la Montagne Noire (P. DEMANGEON :1959).

11) Les "dalles" et la flore d'Armissan-
Signes d'une possible récurrence
humide :

Des marnes et des calcaires, de résistance variée, apparaissent dans les niveaux immédiatement surincombants que la feuille géologique au 1/80 000ème date du Chattien: parmi eux, les calcaires marneux bleuâtres en dalles d'Armissan et de l'Etang de Doul qui se recommandent par leur grande richesse paléontologique (Oiseaux, Batraciens, Reptiles crocodiliens et chéloniens, Insectes et Mollusques; mais, surtout, la "Flore d'Armissan", étudiée par de Saporta). Les 170 espèces de cette flore montrent, outre des plantes aquatiques (Callitris Brogniarti), les trois groupes de végétaux suivants: ceux qui évoquent, sans conteste, un climat chaud (Sabalites major, Ficus Armissanensis, Laurus primigenius, Cinnamomum lanceolatus, autre Lauracée proche du Camphrier ou du Cannelier, des Myrtes et une sorte de Lierre grimpant, Aralia Hercules); un groupe de feuillus (Quercus Eloena, Betula fraterna); des conifères (Taxodiacées et 28 espèces de Pinus). Mélange qui en exprime l'archaïsme et n'est pas fait pour nous surprendre, tandis qu'il nous semble, là encore, inutile de retenir une explication par l'étagement en zones d'altitude, malgré le réveil de l'activité orogénique que nous nous disposons à affirmer ci-dessous. La dessalure de la nappe aquatique, à ce niveau stratigraphique, le pullulement de la vie animale, l'abondance des végétaux attestée par les horizons ligniteux plaident assez bien en faveur de conditions plus humides que lors du dépôt des couches immédiatement subordonnées, en

accord avec les conceptions défendues par J.HASSEFORT (1960) qui y trouve une justification de la "meulière pédologique" de l'avant-pays rhodanien du Diois et des Baronnies. Mais le caractère assez grossièrement détritique des conglomérats superposés au " complexe" d'Armissan, suggère des pentes dénudées, agressées, lors de crises épisodiques, par une érosion irrégulièrement torrentielle qui pourrait bien dénoncer les effets de la courte récurrence aride envisagée par Y.BRAVARD (1963) à l'Oligocène terminal.

- 111) Les grès et conglomérats terminaux et le retour aux conditions d'une érosion brutale:

Celui-ci comporte des conglomérats et des grès. Les premiers, dépourvus de quartz, à peu près exclusivement calcaires, admettent des blocs de la taille du mètre cube, vers le haut. Les seconds gardent encore une proportion notable de carbonate de calcium, quoique moins élevée. Leurs minéraux lourds (limonite et minéraux transparents de type banal) traduisent essentiellement l'influence du cadre proche (P.DEMANGEON : 1959).

- d)- La crise orogénique "cévenole" de l'oligocène élevé:

-Une nouvelle tendance tectonique:
la distension.

Ce n'est donc pas tant à l'Oligocène inférieur qu'à l'Oligocène élevé que prend place la seconde série de documents corrélatifs d'une nouvelle crise orogénique majeure que notre texte annonçait plus haut. Mais il ne s'agit plus d'un épisode compressif comme ceux qui caractérisaient l'édification de la chaî-

ne pyrénéo-provençale. En réalité, les reliefs de cette dernière sont désormais, ainsi que nous le montrerons dans un prochain chapitre, largement usés; et nous assistons à la dislocation de ses structures, dans une ambiance nouvelle" en tension". Cette tectonique oligocène de détente, isole et dénivelé l'un par rapport à l'autre, des panneaux fortement, sinon parfaitement aplanis. La nouvelle phase orogénique en cause amorce les premiers effondrements en direction du Golfe du Lion (timide transgression aquitanienne)- effondrements qui ne produiront tous leurs effets qu'au Plio-Quaternaire, cependant qu'une importante sur-
rection compensatoire des Cévennes, mais non de la Montagne Noire au sens strict, se dessine.

-Des fossés d'orientations méridienne et varisque.

Nos formations détritiques de l'Oligocène supérieur sont prises au piège de fossés d'orientation méridienne ou varisque, quelquefois synclinaux-fossés ou même simples zones d'accumulation protégées à l'Est et en contre-bas des abrupts de faille ou talus de flexure majeurs (Alès, Montoulieu, St-Chaptes- St-Mamert- Garrigues, St-Vincent-de-Barbeyrargues, les Matelles, Montarnaud, Montbazin-Gigean, zone triasique des environs de Clermont-l'Hérault, semée de brèches à éléments mésozoïques, Sainton- Plaigan, fossé de Narbonne, Vistrenque.

Dans le fossé de Narbonne où il se manifeste par des émanations sulfureuses, en Vistrenque où il est dénoncé par des ascendances de bitume le long de la faille- flexure de Nîmes

(Milhaud :cf,E.DUMAS, Statistique ... Paris-Nîmes -Alais,1875, p.424),l'Oligocène est en grande partie masqué par des formations plus récentes.

-Les klipptes du bassin d'Alès et la tendance au déplacement de la couverture sédimentaire vers le Sud-Est:

Pour le graben d'Alès, en relations complexes avec ce terrain,on doit mentionner les fameuses "Klipptes"composées de paquets hautériviens et barrémiens de faciès urgonien (G.DENIZOT: 1931-1937); ce vocable compréhensif traditionnel ne doit pas dissimuler une grande variété de conditions de gisement: petits horsts (St-Privat-des-Vieux), petites écailles,mais à cheval-chement orienté vers l'Est (Pont-d'Avène),traînées de blocs, témoins du démantèlement de bancs rocheux écroulés, puis médiocrement diffusés par les vagues et courants lacustres que des secousses telluriques ont pu aider (environs de Salindres), partiellement façonnés, alors, en galets mal émoussés, ces derniers interstratifiés dans les dépôts lacustres.

Si variés que soient leurs types, les "klipptes" du bassin d'Alès ont donc l'intérêt de manifester la remarquable mobilité de ce secteur à l'Oligocène, d'une part; et d'autre part, de mettre en évidence une tendance nouvelle au déplacement vers l'Est.

-La faille de Corconne, de même signification

Cette dernière se trouve confirmée par les connaissances acquises sur la faille de Corconne. Il s'agit d'un accident

extrêmement important dont le jeu théorique peut être estimé à, environ, 3000 mètres. Il est bien évident que cette dénivellation n'a guère de chances d'avoir été réalisée en une seule crise. Du moins peut-on s'assurer d'un rejeu de grande ampleur, survenu après le dépôt des terrains de l'Oligocène inférieur. En effet la lèvre Ouest de la faille (compartiment soulevé) fait affleurer le Crétacé du Causse synclinal de Pompignan et même divers termes, allant du Jurassique supérieur au Jurassique moyen, dans le demi-dôme du Coutach. Des témoins tertiaires sont conservés sur le Néocomien du compartiment abaissé. Dans le bassin de Liouc comme à Valflaunès, les couches mésozoïques et l'Eocène (jusqu'au niveau du Lutétien inclus) ont été ployées par les mouvements pyrénéo-provençaux, d'axe Ouest-Est, puis, après nivellement des structures ainsi créées, recouverts en discordance par l'Oligocène conglomératique. La faille de Corconne tranche le tout et divers terrains dont l'Oligocène sont déformés " en crochon " à son approche. Ainsi est-il clairement démontré qu'une phase du jeu de notre faille majeure a pris place, non seulement après la crise pyrénéo-provençale terminale aux structures de laquelle celle-là se montre secante, mais encore que cette activité est postérieure à l'Oligocène inférieur. Or la géométrie du "plan" de faille est assez bien connue, sur une grande distance verticale. A l'affleurement, où il est récemment exhumé du fait de l'érosion différentielle, bien observable, notamment, au droit de Corconne, le miroir paraît vertical. Le petit sondage des environs de la Métairie de la Molle, sise au pied même du Coutach, confirme à

la profondeur relative de 120 mètres, le diagnostic d'accident "normal" suggéré par l'observation superficielle. Toutefois, la notion de faille normale est mal compatible avec le tracé arqué, affecté d'un rayon proche de 2,5 kilomètres, qu'on peut lire sur la carte, au niveau de Quissac, entre Sauves et Corcon-Par ailleurs, avec une implantation à peu près semblable, le grand sondage de Quissac I a révélé, vers 1 250 mètres, outre des venues d'eaux salées qu'on ne peut qu'attribuer à l'influence profonde du Trias, l'allure "inverse", désormais assumée par la faille. M.GOTTIS (1957, pp.56-57 et 1964) à qui nous empruntons les éléments de cette analyse en tire ainsi la leçon. "Ce fait paraît confirmer une idée émise en 1946 par D.SCHNEEGANS . Ce dernier pensait, en effet, que malgré le calme apparent des affleurements mésozoïques, la courbure de la faille de Corconne indiquait un chevauchement en profondeur de la masse occidentale exhaussée sur la zone orientale affaissée. Ce phénomène implique, outre la migration du Trias vers l'Est une légère translation de la couverture surincombante".

Dans le même ordre d'idées viennent s'inscrire d'autres faits. Ainsi la faille de décrochement de Combas qui affecte les structures orientales du dôme de Lédignan et la bordure Ouest du synclinal de St-Mamert.

- Le renversement de la pente régionale de
l'interface Socle /Couverture:

Les figures tectoniques et sédimentaires pré-citées, combinées avec les enseignements des sondages ou des explorations

séismiques, ont suggéré à M.GOTTIS (1957, 1960-63, 1964) son hypothèse des "fossés superficiels par soustraction tangentielle de couches profondes, au cours de phénomènes de glissement", suivant la sollicitation de la pente imposée au socle par la surrection cévenole et les effondrements concomitants, non seulement de son avant-pays immédiat (zone sous-cévenole), mais encore au-delà, jusque et y compris la plateforme continentale du Golfe du Lion. Cette opinion n'est certes pas universellement reçue, mais, de toutes façons (et M.GOTTIS n'y contredit pas), on ne saurait concevoir, en Bas-Languedoc, une tectonique de gravité généralisée, exempte d'ancrages sur le socle. Comme pour le plissement pyrénéo-provençal, ces phénomènes d'ancrage, outre la fluence du Keuper gypso-marneux qui explique qu'il puisse localement cesser de s'interposer entre la couverture mésozoïque et son substratum, sont probablement à mettre en rapport avec les dislocations importantes et les jeux de ce substrat pré-triasique, découpé, comme on sait, en panneaux. On peut, néanmoins, affirmer une relative indépendance des réactions de la couverture et des phénomènes de disharmonie, rendus évidents par le comportement des "matelas" marneux (Valanginien, Oxfordien, Toarcien et, principalement Keuper gypseux). Les giclées de ce dernier (Ouest de la faille d'Anduze) peuvent créer l'illusion d'une ambiance généralisée de compression. En fait, il ne s'agit que de "réajustements tardifs de la couverture ... dont le style est fonction des dispositions acquises antérieurement" (M.GOTTIS, 1960-63, p.388).

Nous ne pensons pas faire erreur en rapprochant, sinon exactement des idées, du moins des faits exprimés ci-dessus, les preuves récemment mises en évidence de mouvements tangentiels d'importance limitée, orientés du Nord-Ouest au Sud-Est et postérieurs à la phase majeure pyrénéo-provençale (P.LEMPERIERE et H.GONORD:1966), observées : vers Prades-le-Lez, avec les complications structurales relevées entre le château de Restinclières et le bois de Périé; dans l'écaillage complexe du massif de Ste-Croix-de-Quintillargues; dans les plis déversés et écaillés du Bois de Paris (J.P.PUECH :1963); pour les accidents avoisinant la ferme de la Roque (près de Fontanès, Hérault). Remettant en question l'interprétation de leurs observations, à la lumière des "critères micro-tectoniques mis en évidence par M.MATTAUER", les auteurs concluent à "une structure très complexe" de ces secteurs "où coexistent des failles plates de distension et des accidents liés à une compression de direction Sud-Est".

Mais, à notre sens, les phénomènes de compression sont d'ordre second, tandis que la tendance à la distension et le renversement régional des pentes vers la mer actuelle constituent la nouveauté fondamentale, introduite à partir de la crise oligocène. Les premiers enseignements que nous avons pu recueillir - sous forme de discrète communication verbale - relatifs aux sondages indirects de la Planasse, excluent, en effet, dès ce moment, et ensuite au cours du Néogène, toute transmission de poussée et confirment le régime de tension mentionné ci-dessus.

IV- LES TERRAINS NEOGENES ET LEURS ENSEIGNEMENTS PALEO-GEOGRAPHIQUES -

LES TERRAINS MIOCENES :

-Le problème de la valeur corrélatrice des terrains néogènes:

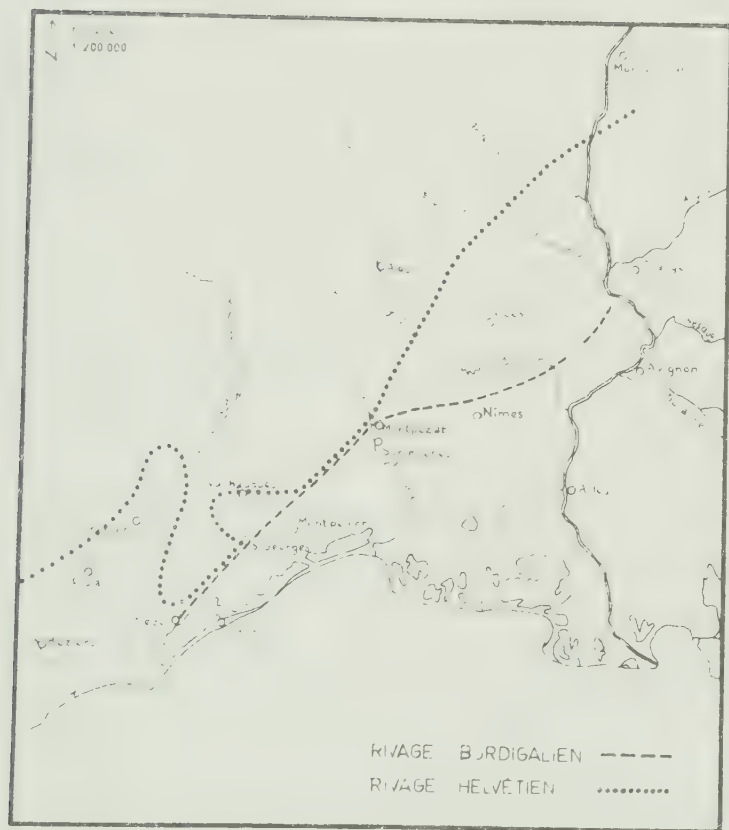
Les formations néogènes possèdent une valeur corrélatrice beaucoup plus énigmatique que celles de la première moitié du Tertiaire: non seulement parce qu'il s'agit de dépôts d'ingressions marines, où le jeu des facteurs océanographiques a partiellement oblitéré les influences terrigènes, mais encore par le fait d'un diastrophisme beaucoup plus modéré, n'autorisant guère les faciès détritiques grossiers- diastrophisme longtemps sous estimé (H.BAULIG: 1928,1934,1953) et que des études dont G.DENIZOT (1952) a été l'initiateur principal, ont mis en évidence, peu à peu -- ne sollicitant guère, d'ailleurs, sur les aires demeurées exondées, qu'une érosion subaérienne relativement paresseuse, commandée qu'elle est par des systèmes morpho-climatiques favorables à un tapis végétal sans doute plus luxuriant et mieux formé, en règle générale, que ce n'était le cas précédemment.

A- La transgression miocène:

1- Le voile molassique transgressif:

La mer qui avait disparu depuis le Crétacé supérieur, s'installe rapidement au Burdigalien, à partir des régions rhodaniennes, bordant les points hauts des Garrigues et des Corbières. Ensuite, les dépôts burdigaliens ont été recouverts, en concordance apparente, mais largement débordés, par ceux du Vindo-

Fig. 21 .



bonien transgressif, sédiments encore minces et, néanmoins, un peu plus puissants. Ainsi s'est formé, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, le "voile" molassique. Le terme: "molasse", n'est d'ailleurs pas dépourvu de quelque équivoque donnant lieu à deux emplois différents. Au propre, il s'agit d'un "calcaire à moellons", très coquillier, assez tendre pour être débité à la scie, mais durcissant à l'air, après extraction ; on confond néanmoins, très souvent, sous ce nom, l'ensemble du complexe sédimentaire néorétique de la mer miocène.

2 - Les faciès burdigaliens :

Le Burdigalien (fréquemment, non toujours) débute par des faciès détritiques conglomératiques ou marno-gréseux qui occupent tout l'étage, en pays d'Uzès et, par contre, cèdent plus tôt la place à des faciès calcaires, en pays de Montpellier. La capricieuse distribution du conglomérat de base de la transgression auquel il vient d'être fait allusion (conglomérat dit "à pâte verte") s'explique, très vraisemblablement, par remploi et "maquillage" d'anciens cailloutis paléogènes, au fur et à mesure de l'avancée de la mer. Un peu à l'Ouest de Montpellier, vers Loupian, le Burdigalien cesse d'être représenté, pour réapparaître en Biterrois où des calcaires à Pecten alternent d'abord avec des conglomérats, laissant, en haut, la place à des sables ; on le signale, au Sud-Ouest de la Clape, sous la forme de calcaires sableux et de grès.

3- Les faciès vindoboniens:

Au Vindobonien inférieur (Helvétien), dominant, à l'Est de l'Hérault, les marnes bleues sableuses, localement surmontées par les bancs d'une récurrence calcaire (Sommières, Grand-Gallargues): sédimentation lente, sur fonds peu déprimés mais tranquilles, finement détritique mais sans apports locaux apparents, mêlée de calcaire de précipitation chimique. A l'Ouest de l'Hérault, sur ces mêmes marnes bleues à grandes Huîtres, se superposent des couches gréseuses, puis des calcaires lagunolacustres, signalant le début de la phase régressive et le conglomérat de la "molasse à dragées", ces deux derniers termes figurant sans doute, le Vindobonien élevé (ou Tortonien). Sables, grès et conglomérats sont assez largement substitués aux marnes bleues dans l'environnement de la Clape et du massif de Fontfroide.

B-Essai de paléogéographie miocène (Burdigalien-Tortonien):

1- Une période de modération, tant du diastrophisme que de la glyptogenèse :

Mis à part le lent mouvement d'ensemble subsident, vers le Golfe du Lion, déjà noté et qui se poursuit, les signes de mobilité, sur les lieux mêmes et au moment du dépôt, sont rares et sans ampleur (faille de Gigean; et, peut-être, léger rejeu, au Sud de la Vaunage, dans les environs d'Aubais, selon une interprétation de M.GOTTIS : 1957, 1964). Dans ces conditions et compte éventuellement tenu d'une lente épirogenèse qui reste possible, sans qu'on puisse l'affirmer, dans les Cévennes et dans

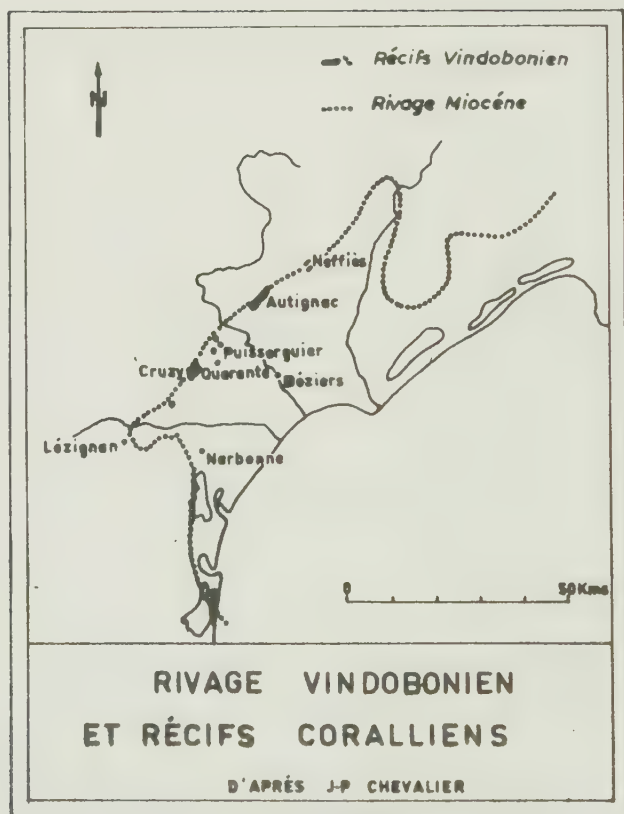
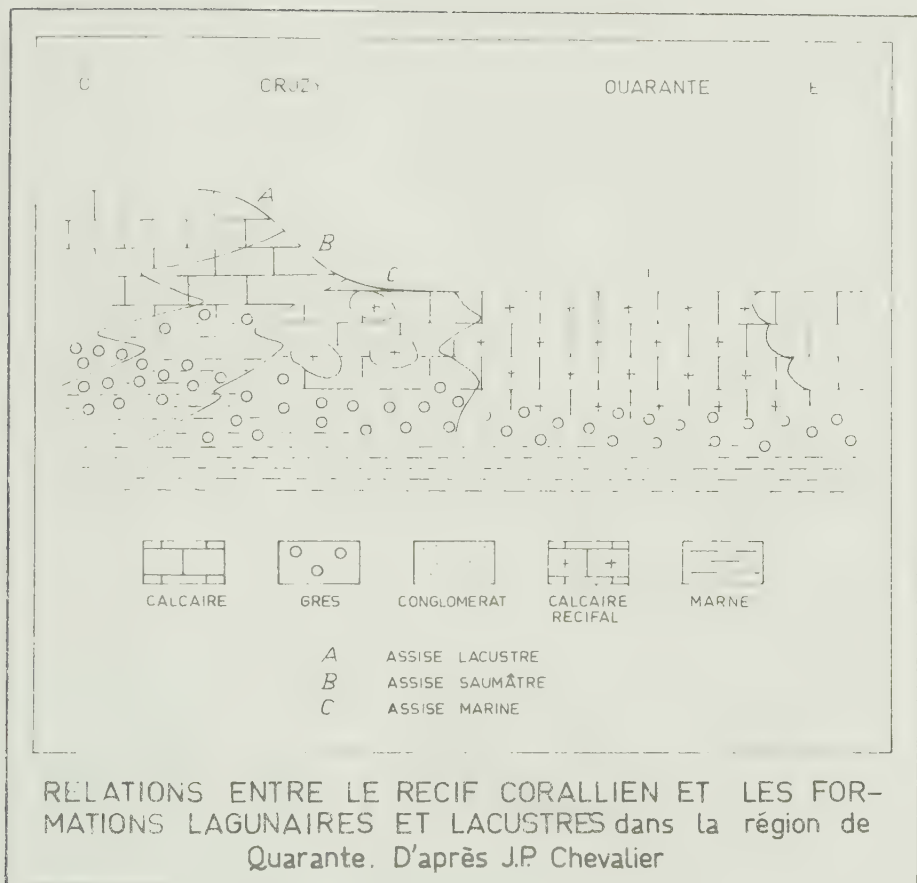


Fig. 23 .



les Pyrénées, les faciès détritiques de la molasse doivent surtout être interprétés comme les signes de l'attaque de reliefs déjà acquis et, on le verra plus loin, en grande partie émoussés. Ce qu'on sait de la végétation permet d'induire que l'agent principal de la glyptogenèse est, très probablement, fluviatile. Ses apports peu abondants à la mer chaude (cf. le récif corallien d'Autignac, d'âge vindobonien étudié par J.P.CHEVALIER: 1956, 1958) s'y mêlent à une importante précipitation chimique et biologique calcaire. Les minéraux lourds (P.DEMANGEON : 1959) révèlent l'importance de la fourniture extra-régionale, avec le cortège "alpin" de l'épidote; le remploi d'un stock cévenol de petit calibre, mais vraisemblablement par relai du Crétacé supérieur et de l'Eocène où il s'est d'abord trouvé engagé (staurotide, andalousite, disthène); et, néanmoins, l'arrivée de cristaux frais de sillimanite, sans doute en provenance des "Cévennes septentrionales" de l'Ardèche, la Doux et l'Erieux. Au total, l'étude microscopique, comme l'observation macroscopique conspirent à démontrer combien est faible la contribution de son hinterland immédiat à cette sédimentation nécrétique.

2 - Le cas de la "molasse à dragées":

La "molasse à dragées", dont l'aire est bien définie à l'Ouest de l'Hérault, figure l'exception locale qui confirme la règle. C'est un poudingue aux caractères apparemment contradictoires: les valves d'Ostrea crassissima remaniées et l'indice d'émoussé exceptionnellement élevé des galets impliquent

des affinités marines; mais le classement granulométrique suggère une formation de transport de type fluviatile; paradoxalement, ce conglomérat dont les gites avoisinent la Montagne Noire, ne lui doit pratiquement rien: les feldspaths centimétriques de la portion légère (orthose et non oligoclase) indiquent une provenance cévenole, tandis que les minéraux lourds (épidote) représentent une lointaine adjonction alpine. P.DEHANGEON (1959) a ainsi concilié ces caractères contradictoires: à la fin de l'Helvétien, d'abondants matériaux, riches en feldspath orthose, probablement diffusés par les Cévennes, reprenant ou accélérant leur soulèvement, alors que s'amorce à l'aval la régression (signalée par la molasse calcaire saumâtre à Hélix Rebouli), s'accumulent au pied du relief, à peu près dans l'axe de l'actuelle vallée de l'Hérault; de là un classement granulométrique conforme au triage d'un courant de transport continental; ces matériaux, à l'occasion des pulsations alternativement positives et négatives qui modulent la régression à ses débuts, sont repris par la mer, remaniés en cordon littoral: d'où l'émoussé élevé des galets et leur mélange à des Huîtres brisées, venues de fonds plus profonds et plus calmes, avec le courant côtier, porteur, en outre, des minéraux alpins; le même courant d'Est aurait regroupé les éléments de ce stock sur la rive droite de la "Ria" héraultaise. La fin de la régression provoque le démantèlement de ces nouveaux cordons occidentaux et la reprise de leurs éléments dans le poudingue "à dragées" dont la valeur corrélative est ainsi bien démontrée.

3- Topographies fossilisées par la molasse et limites atteintes par la transgression :

La mer molassique, en tout cas, a envahi un relief inégalement différencié, admettant des panneaux plus ou moins aplanis et les abrupts hérités de la phase de dislocations précédente qui se sont mués en falaises, au cours de la transgression. L'érosion récente, en les exhumant de la molasse qui avait fossilisé ces miroirs, y découvre de beaux rivages à lithodomes, sans trace de recul, ni plateformes d'abrasion généralisées. Pour le Burdigalien, comme pour le Vindobonien, le problème se pose de savoir jusqu'où, en distance horizontale et en altitude, se sont étendus ces rivages, les limites actuelles des affleurements miocènes étant évidemment arrêtées sur des positions déterminées par l'érosion. Morphologiquement, l'intérêt de cette question est double: d'une part, recenser les formes et, notamment, les aplanissements fossilisés puis exhumés de la molasse, beaucoup plus récemment; d'autre part, définir le domaine des actions subaériennes demeuré hors de la portée de l'ingression marine domaine d'usure lente du terrain, puisque l'on sait que le système morphoclimatique était plus favorable à la dissolution superficielle, à l'altération et à la pédogenèse qu'à la fragmentation, du moins en dehors des thalwegs. Sur cette question de la limite extrême de la transgression miocène, parvenue à son étale maximum, nous pouvons apporter quelques résultats de recherches sur lesquels nous reviendrons, plus en détail, à propos des surfaces d'érosion; bornons-nous, ici, à mentionner que

des déterminations de minéraux lourds et l'examen de la fraction légère correspondante ont été entrepris s'appliquant à la "terra rossa" des Garrigues languedociennes, sorte d'enregistreur de tous les avatars survenus à ces plateaux. Nous avons obtenu deux types de stocks: l'un comportant, l'autre excluant le groupe alpin de l'épidote. Leur répartition s'est révélée assez significative, le plus souvent bien ordonnée de part et d'autre de la ligne du rivage helvétique, dont l'avancée a été, on le sait, plus large que celle du littoral burdigalien, ligne autrefois proposée par F.ROMAN (1897), sur la vue d'indices macroscopiques, et qui nous semble donc devoir être encore considérée, aujourd'hui, comme généralement valable.

C- Formes développées dans le complexe molassique:

1 - Aptitudes à la sculpture différentielle:

Une sorte de "tonalité" d'ensemble signale les paysages de la molasse dont les faciès sont toutefois et ainsi qu'on l'a vu, assez variés pour avoir autorisé, surtout aux temps quaternaires, une sculpture différentielle. La "pierre de Vers" (Vindobonien) qui a fourni à la "colonie" nîmoise de Rome le matériau de ses monuments, conservée dans le synclinal de Remoulins, forme les crêtes symétriques de Castillon et du Nord de Collias. Les corniches, également vindoboniennes, du plateau de Villevieille dominant, non sans quelque fierté, le site de Sommières. Dans le Nord du Biterrois, le calcaire lagunaire à Helix Rebouli (protégé, il est vrai, par le cailloutis siliceux qui le coiffe)

dessine, avec ses percées conséquentes, une cuesta discrète mais véritable, au front tourné vers les monts de Cabrières (E.COULET : 1969).

2 - Les processus d'érosion ayant oeuvré dans la molasse :

Quelques abrupts de molasse calcaire ou calcaréo-gréseuse sont sujets au débitage en blocs plurimétriques qui, mis en porte à faux par suffosion, basculent sur les pentes (Ile de Ste-Lucie, feuille de Narbonne). Ailleurs, en Biterrois par exemple, ils sont sculptés de pseudo-taffonis de petite taille. Le plus souvent, leur vulnérabilité au gel est considérable et ils livrent alors des débris fins à très fins, aisément mobilisables; sans oublier la solubilité de ces roches, ~~et~~ dans lesquelles, le travail d'infiltration doit tenir compte de la prédominance des joints horizontaux. De la sorte, il existe une morphologie typique de la molasse, superficielle et karstique.

D- Le Miocène terminal- Importance et difficultés de l'épisode pontien :

A peine mis en place, le voile transgressif du "premier étage méditerranéen " est, semble-t-il, largement déchiré, lors de l'épisode pontien. Il est très difficile, en Bas-Languedoc, d'apporter, sur ce dernier, les précisions souhaitables. On en connaît la raison essentielle: la rareté et la dispersion d'affleurements qui ne sont peut-être pas rigoureusement synchrones.

1 - Des dépôts isolés et réduits:

a)-Les rares dépôts pontiens du Bas-Languedoc
Occidental :

Les dépôts sarmato-pontiens des bassins de la chaîne pyrénéenne offrent des faciès "tranquilles" et sont antérieurs aux grands effondrements.

Même caractère de faciès fins, avec calcaires et limons rubéfiés, au Mont-Redon (cote 178, Béziers 1/25 000ème) à environ 2 kilomètres au Nord- Nord-Ouest d'Argeliers où ont été relevés (feuille géologique de Narbonne au 1/80 000ème, 2ème édition) des représentants de la "faune du Lubéron". Toutefois, cet affleurement et ceux qui lui sont assimilables, en contre-bas des failles de compensation à regard Sud-Est qui ont brisé les structures de l' "Arc" de St-Chinian, de l'Oligocène au Néogène (F.ELLENBERGER :1967), sont renvoyés dans l'Helvétien à l'occasion des nouveaux tracés du 1/50 000ème, portés sur la feuille hydrogéologique de Béziers (J.J.DONNAT: 1970), sans doute en raison du fait que certaines espèces, prises ordinairement comme "pontiennes", sont déjà apparues antérieurement, notamment *Hipparion gracile* qui demeure cependant intéressant "comme chef de file d'un considérable renouvellement faunique"(G.DENIZOT : 1952,p.65).

b)-L'ultime remaniement de la molasse "à dragées" :

Au fond, le véritable dépôt pontien du Bas-Languedoc, c'est la "molasse à dragées" pré-citée, sinon quant à la fragmentation du matériau qui la compose, ni à son transport depuis

la région des filons de quartz montagnards jusqu'à la plaine de l'Hérault, faits qui sont antérieurs, mais dans ses ultimes remaniements et lors de son incorporation aux bancs conglomératiques où elle est, aujourd'hui, observable.

2 - Le problème du diastrophisme pontien:

Cette indigence, en matière de dépôts corrélatifs, est d'autant plus gênante que les enseignements de la Provence proche (C.CORNET : 1959, 1961, 1965, 1967, 1968, 1969 ; J.NICOD : 1967 ; travaux de Mme J.GABERT, exposés aux "Journées géographiques " de 1970) ne permettent pas de concevoir qu'au Pontien le relief soit demeuré figé.

a) - L'ampleur de la régression pontienne:

G.DENIZOT (1952) a, depuis longtemps, insisté sur l'ampleur de la régression pontienne. Pour lui, les marnes saumâtres "à Congéries" de Théziers et du sous-sol camarguais ont pour utilité paléogéographique d'en marquer le maximum. Difficile à chiffrer précisément (peut-être 300 mètres de décalage vertical du niveau marin? peut-être davantage?, et cela à cause des déformations ultérieures de la marge littorale, elle ne peut se comprendre autrement que liée à une crise complexe.

b) - Le diastrophisme pontien en Provence- Une crise complexe:

Crise diastrophique d'abord . Celle-ci revêt, en Provence, des aspects forts divers. On a pu y rendre manifestes les jeux (ou rejeux) d'accidents variés mais bien localisés et de

nature proprement tectonique : voûtes anticlinales, quelquefois déversées au Sud (G.CORNET : 1968, citant C.GOUVERNET : 1963 et P.DUBOIS : 1966); accompagnés des émissions basaltiques de la région d'Ollicoules, des systèmes cassants de type compensatoire, entraînant le sur-haussement de horsts et l'effondrement de fossés. L'ensemble de ces avatars tectoniques affecte naturellement la molasse, déformée de 10 à 30° en moyenne, exceptionnellement de 60°, y compris le Vindobonien. Mais hors du témoignage de ces dépôts, les auteurs s'accordent mal sur l'importance acquise par la phase orogénique pontienne: c'est qu'elle combine jeux tectoniques bien délimités et mouvement d'ensemble. pour des cuvettes déjà notables, comme celle de Valensole, on doit adopter les termes de : subsidence régionale. On peut faire la même remarque pour le secteur du Bas-Rhône, y compris la Camargue (L.BEAUFORT, J.BRUNEAU, A.GREPIN et Y.JULLIAN : 1954 ; A.BONNET, et C.DUBOUL - RAZAVET: 1952). Il n'est pas douteux que la déformation abaissant la zone littorale vers le large et survenue dans le même temps, ne soit de nature épirogénique. C.CORNET y voit l'origine du renversement du drainage pour tout un réseau fluvial qui rassemblait les eaux et les apports solides des Maures aux courants et transports de la Provence calcaire, venus, en particulier, des régions marseillaise et varoise; le tout, confluant primitivement dans la zone d'épandage de St-Maximin, va désormais se réorganiser au profit du versant méditerranéen direct, vers le Sud, tronquant les organismes qui restent tributaires du golfe durancien. J.NICOD accepte les grandes lignes de cette in-

interprétation, se défiant, néanmoins, des tentatives trop précises de reconstitution d'ensembles hydrographiques, fondée sur l'exploitation de dépôts continentaux dont l'exakte contemporanéité ne saurait être facilement établie. Géologues et morphologues n'en demeurent pas moins d'accord sur l'orientation nouvelle des pentes et des drains vers la mer. On sait comment il a été proposé, dans le cadre de la théorie de la "flexure continentale" (J. BOURCART: 1954, 1960-63), de rattacher à cet épisode la genèse des "rechs" ou canyons sous-marins.

c)-Vers la reconnaissance d'une crise diastrophique pontienne en Bas-Languedoc:

Nous pensons qu'il est loisible, pour la même période, d'entrevoir une évolution semblable en Bas-Languedoc. Mais les faits y sont beaucoup plus difficiles à déceler, tant à cause de la plus grande rareté (ou du défaut d'identification) du Miocène terminal continental, plus réduit et davantage dispersé, que du fait que le renversement du drainage semble un phénomène depuis longtemps commencé, à l'Ouest du Rhône, sinon totalement acquis. Ce dernier trait nous paraît se déduire tout naturellement des preuves données du mouvement oligocène de la Cévenne et rendre compte de la généralité de la transgression miocène sur un "front" presque linéaire, à peine agrémenté de "golfs" peu nombreux, au-delà de ses timides débuts aquitaniens. Toutefois, les notions que l'on possède quant au tréfonds camarguais laissent à penser que quelques hauts reliefs ont pu persister, durant un certain temps, au Sud de notre littoral actuel, avec

drainage vers le Nord, sur le modèle de la "haute chaîne cristalline" provençale de C. CORNET.

-Le mouvement régional d'ensemble:

S'il en est bien ainsi, la phase pontienne du Bas-Languedoc assumerait également un rôle décisif dans le mouvement de bascule vers la Méditerranée actuelle ou, pour nous exprimer mieux, dans la création du Golfe du Lion, en des formes moins différentes que par le passé de celles que nous lui connaissons aujourd'hui. En particulier, si les relations évoquées plus haut entre cette déformation lente mais majeure et le creusement des rechs se trouvaient confirmées (thèse qui met en cause, non seulement la marge continentale, mais encore la subsidence des fonds bathypélagiques eux-mêmes. C. CORNET : 1968 - comme le prouve l'existence du "ravinement" du slope, pour l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée), il faudrait rapporter à ce moment pour toute la partie aval de l'espace languedocien sub-montagnard la fixation quasi-définitive des grands drains hydrologiques.

-Les mouvements d'ampleur sous-régionale:

Moins importants dans le plan vertical et plus limités dans le plan horizontal, il semble qu'on puisse déceler des mouvements d'ampleur sous-régionale. Ainsi "l'Eperon jurassique" du Languedoc qui se manifestera comme un fait déjà acquis lors de la transgression pliocène et le rejet de la très grande majorité des gisements de la "molasse à dragées" sur la rive droite de l'Hérault, dès le Pontien, ne sont pas sans suggérer une

déformation transverse au littoral. "L'Eperon" jouerait, ici, un rôle comparable à celui de "l'axe de Collobrières" en Provence.

-Les accidents tectoniques localisés:

Enfin, il est possible de tenter la mise en évidence, toujours pour notre Bas-Languedoc, du jeu d'accidents tectoniques bien individualisés au Néogène. Trois voies permettent d'aborder ce problème.

(1)-Arguments tirés de la déformation de
l'Oligocène supérieur:

En premier lieu, les déformations enregistrées par les dépôts de l'Oligocène supérieur, eux-mêmes composés, pour partie, des brèches d'écroulement amassées au pied des failles de détente et, en outre, des faciès fins qui leur font suite latéralement. Elles permettent d'affirmer la persistance de mouvements postérieurs à l'activité principale de ces failles. C'est le cas des synclinaux de St-Gély et de Montarnaud où les assises de l'Oligocène élevé, reposant sur des structures déjà plissées, se sont encore incurvées depuis leur mise en place, comme il ressort des coupes données par M.MATTAUER (1962) puis M.CASTEL et J.L. REILLE (1968), respectivement. Enseignement indiscutable mais peu précis puisqu'on n'en peut conclure rien d'autre qu'une mobilité post-stampienne.

(2)-Arguments tirés de la déformation des
surfaces d'aplanissement :

En second lieu, on peut prendre en considération le gauchissement des surfaces d'érosion, s'agissant d'aplanissements fini-oligocènes. On en déduira, par exemple, le jeu post-oligocène de l'axe anticlinal du Verdus et, plus vigoureusement encore, celui de la Font-Bétou, au Nord du St-Loup qui a retenu l'attention de P.DUBOIS (1970, 1972). Nous y reviendrons dans un autre chapitre. Notons cependant que le degré de précision obtenu dans cette voie n'est pas supérieur à celui que l'on peut attendre de la précédente. Encore offre-t-elle moins de certitude puisque l'on sait que la datation de nos surfaces d'érosion est, en soi, un problème; aussi ne nous y engagerons-nous qu'en tenant compte du fait qu'elle est corroborée par d'autres.

(3)- Déformations de la molasse:

Le troisième argument est fourni par les faibles déformations de la molasse, de l'ordre de quelques degrés, pour ses ondulations, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres pour les failles. La molasse est ainsi brisée par l'accident de Sernhac; ployée en cuvette dans le bassin synclinal de Sommières; elle atteste, en Narbonnais, le rejou de l'anticlinal de Lespignan- la Galiberte qu'elle enveloppe. Là, il s'agit incontestablement d'un diastrophisme néogène.

Ni en Narbonnais, ni en pays de Sommières, d'ailleurs, les "cuvettes" miocènes ne se confondent exactement avec les "bassins" oligocènes. Toutefois, les volumes déblayés par l'éro-

sion différentielle, entre les deux phases de sédimentation, comptent autant, pour justifier ce fait, que les variations d'orientation des axes synclinaux (M.GOTTIS :1957,1964; E.COULET : 1971). Reste que, trop souvent, les accidents attribuables à ces déformations récentes ne concernent que le rejou de structures déjà définies antérieurement.

-Difficulté de séparer le diastrophisme pontien de l'ensemble des déformations néogènes et post-néogènes :

En outre, il faut bien se garder d'accorder aux seuls mouvements pontiens, décidément difficiles à isoler à l'Ouest du Rhône, la totalité des pendages observables, fort modestes pourtant, comme l'on sait et comme il ressort des exemples cités ci-dessus. Une partie des pendages acquis doit être antérieure; une part plus considérable encore est, sans doute, postérieure. Quant au diastrophisme néogène mais anté-pontien, il est décelable dans le bassin de Soumières où les couches burdigaliennes (visibles, par exemple à Boisseron) montrent une déformation généralement plus élevée que celles de l'Helvétien (exception faite des marges immédiates de la Vaunage: Junas). Pour éliminer ce qui revient à la subsidence syn-sédimentaire durant le Miocène, il faut donc ne retenir que le témoignage du Vindobonien. Mais lors même que cette précaution a été prise, il demeure que le Miocène supérieur cumule les déformations pontiennes avec d'autres, plus récentes, villafranchiennes ou plus vraisemblablement infra-villafranchiennes et que nous rencontrerons plus loin, à leur place.

On voit combien font défaut, non seulement la découverte d'axes tectoniques propres, mais encore la présence de dépôts corrélatifs indiscutables. Décisive en Provence et vigoureuse dans les Pyrénées, postérieurement à la mise en place des formations de la Cerdagne, la crise pontienne n'a certainement pas revêtu une importance comparable en Bas-Languedoc.

3- La crise glyptogénique pontienne :

- a) L'état de la question pour la Provence voisine -
Indications paléoclimatiques et afférentes aux
systèmes d'érosion :

Peut-on, du moins, y affirmer une crise glyptogénique?

On l'a fait, pour la Provence, sous les deux espèces de l'érosion linéaire et de l'érosion aréolaire. La première semble directement induite de l'accroissement de la pente des thalwegs en raison des gauchissements et de la régression: on sait, du reste, la part qui a été accordée à l'érosion fluviatile dans le creusement initial des "rechs" qu'auraient entretenus, dans un deuxième temps et après submersion, des courants de turbidité. Abstraction faite de ces circonstances, somme toute particulières, le milieu bio-climatique pontien semble bien davantage favorable à la seconde. Le passage de la forêt à la savane paraît un fait acquis dans les bassins sub-pyrénéens espagnols. L'on pourrait certes douter que l'enseignement fourni par ces cellules, isolées et originales, soit généralisable. C'est pourtant le même environnement que "suggère la faune à Hipparion gracile du gisement de Cucuron", avec ses Antilopidés et ses Girafidés"

(J.NICOD :1967,p.71). Cette atténuation de l'humidité et cette évolution vers une plus grande irrégularité saisonnière, comme d'ailleurs l'apparition de l'*Hipparion gracile* remonteraient même à un certain niveau du Tortonien. Elles introduiraient, à nouveau, pendant un temps relativement bref, des conditions favorables à la pédiplanation (J.NICOD :1967). Cet Auteur interprète comme preuve d'érosion aréolaire continentale l'accumulation des limons rouges, subordonnés aux cailloutis de Valensole (où C.CORNET : 1965 voyait la "vidange" d'un lac), ainsi que les brèches rougeâtres des abords de la Ste-Victoire. Aux flancs de la chaîne de l'Etoile, G.CLAUZON(1961) envisage des pédiments de cet âge, ici regradant simplement des aplanissements antérieurs, là créant des topographies planes nouvelles, en contre-bas des plus anciennes.

b) L'érosion linéaire dans le Bas-Languedoc au Pontien

Quelques effets de l'érosion linéaire pontienne sont bien connus, en Bas-Languedoc. Ainsi le Pliocène marin est venu envahir une très basse plaine de l'Hérault, vers Florensac et colmater de ses dépôts des creux d'érosion," à l'emplacement actuel des vallées du Libron et de l'Orb, sans qu'on puisse affirmer l'existence de deux golfes distincts, comme semble le supposer DEPERET (1897)" (P.DEMANGEON : 1959,p.255). D'autre part, à partir de la pseudo- "ria" rhodanienne, la même mer pliocène a occupé la dépression de la basse Durance, à l'Est, et, du côté Ouest, pénétré à l'aval de toute une série de thalwegs se branchant à " l'emplacement approximatif" de rivières actuelles: Ardèche,

Cèze, Tave, Gardon (P.DEMANGEON : 1959,p.252);A.BONNET (1953), a fait un sort particulier au petit canyon de N.D.de Rochefort (Gard), creusé dans le calcaire urgonien et remblayé partiellement de Pliocène marin.

Mais, entre ces deux secteurs où l'érosion linéaire pontienne est patente, de Mèze à Nîmes, la transgression du "deuxième étage méditerranéen" n'a guère trouvé de voies de pénétration ouvertes et s'est bornée à longer la bordure actuelle des Garrigues. Ses témoins sont absents du synclinal de Villeveyrac, de la plus grande partie du fossé de Montbazin- Gigean (sauf un lambeau assez exigü vers Fabrègues) et encore du système des "brays" de la Vaunage (E.COULET : 1971). Point de Pliocène marin, non plus, dans le bassin de Narbonne.

-Le cas de la proto-Tave:

Par ailleurs, la prétendue "ria " rhodanienne est une aire de subsidence péri-alpine: c'est donc en conséquence de manifestations diastrophiques qu'elle a défini des niveaux de base locaux déprimés. D'où la vigueur de l'érosion pontienne, encore récemment soulignée par J.P.PEULVAST (1971) : le thalweg pontien de la proto-Tave, comme le prouve l'altitude de la base du remblaiement pliocène, descendait à 125 mètres près de Gaujac (soit plus de 100 mètres sous le niveau du plateau urgonien qui le borde au Sud); il était, du reste, extrêmement tendu: le même témoignage de la base du remblaiement fixant son altitude à 25 mètres près de Roquemaure, sans qu'on soit en droit d'envi-

sager un rejeu de la faille du même nom. Ce thalweg semble être demeuré étroit, l'évolution des versants s'avérant incapable d'attaquer le calcaire urgonien. D'où la conclusion tirée par notre auteur: " ... à côté d'une érosion linéaire très efficace, une érosion latérale médiocre et surtout aux dépens des sables et une grande immunité des pentes calcaires raides: marques d'un enfoncement rapide et de conditions climatiques chaudes et à tendance sèche? "Le petit canyon de N.D.de Rochefort participe des mêmes caractères et conduit aux mêmes conclusions.

Quant aux dépressions du Libron et de l'Orb, leur ampleur et, surtout, leur longueur, finalement exceptionnelles, tiennent à la nature du matériau déblayé où la molasse domine.

-La part des circonstances favorables à l'érosion linéaires :

Nous sommes donc en droit de conclure qu'en Bas-Languedoc, l'incision linéaire est avérée avec certitude dans des secteurs où des circonstances particulières (diastrophiques, lithologiques) l'ont favorisée. Ainsi pensons-nous pouvoir rendre compte de ce paradoxe apparent: que, parallèlement à une vigoureuse dissection, se soit réalisé aussi un notable décapage aréolaire, sans que la brève durée du Pontien nous permette de croire à la succession de deux phases morpho-climatiques distinctes.

c)-L'érosion aréolaire dans le Bas-Languedoc au Pontien

On doit, très probablement, à ce décapage, la disparition d'une portion importante du voile discordant molassique, d'une part; et, d'autre part, un début de regradation des topo-

graphies ainsi exhumées. Hors des limites de la transgression miocène, le réveil de l'érosion sur les espaces interfluves s'est certainement traduit, comme en Provence, par la dispersion du manteau de terra rossa à signification de paléosols (J.NICOD : 1967).

-Le cas du Causse de Pompignan :

D'anciennes couvertures lacustres paléogènes ont été, aussi, démantelées. Etudiant les petits graviers siliceux, les pisolithes ferrugineux, les sables et limons, éparpillés en médiocres placages sur le plateau du Causse de Pompignan ou piégés dans les creux du karst, C.CORNET (1972) y souligne le caractère mêlé des argiles de la matrice fine, kaolinite, montmorillonite et illites étant, à la fois, représentées. L'auteur en tire argument pour affirmer l'âge néogène de cette formation superficielle. En effet, la montmorillonite est connue dans l'Eocène du bassin de St-Martin-de-Londres et la kaolinite, dans l'Oligocène. Mais le mélange trouvé dans ces placages argilo-sableux paraît original. Une attribution, au moins pontienne, est d'autant plus vraisemblable que les dépôts quaternaires des phases humides, lors du remplissage de la grotte de l'Hortus (J.C.MISKOWSKY : 1972) incluent, avec des épidotes en nombre et quelques cristaux de hornblende verte, un résidu lourd qui ne peut provenir que de la surface du plateau et semble, en partie, emprunté à des gisements de molasse proches qui ne sont plus observables aujourd'hui. Pour C.CORNET, de fait, les résidus détritiques superficiels qui nous occupent ne sauraient avoir une origine loin-

taine. Nous suggérons qu'ils dénoncent un simple phénomène de regradation. En effet, l'Eocène et l'Oligocène au contact ont pu fournir respectivement la montmorillonite et la kaolinite, sans oublier les pisolithes limoniteux et les quartz, signalétiques des surfaces une première fois façonnées au Paléogène. Quant aux illites, "argiles les plus communément répandues dans les sédiments et les sols" (G.MILLOT : 1964,p.21), elles nous paraissent rendre compte, probablement, du démantèlement des masques édaphiques miocènes, et, plus sûrement, d'une légère ablation subie par le calcaire marneux en place, affleurant au Nord et à l'Ouest de la dalle du Valanginien "miroitant".

- "Surface d'arasion" originale ou simple phénomène de regradation ?

Ainsi, entre autres aspects que nous avons examinés, le Pontien nous paraît une période de mise en route ou, mieux de remise en mouvement, sur nos plateaux, de matériaux détritiques dont la plupart ont déjà été précédemment mobilisés. Toutefois, nous aurons à en dire autant du Villafranchien et, singulièrement au niveau inférieur de cet étage, conçu dans une chronologie longue. Et la vocation de tels dépôts superficiels est d'être susceptibles de plusieurs remaniements. Cela revient à dire que, convaincu de la réalité d'une retouche aréolaire des topographies au Pontien, nous demeurons dans l'embarras pour en déterminer l'ampleur et faire la part de ce qui revient, sur ces plateaux restés exposés aux actions sub-aériennes, aux efforts glyptogéniques ultérieurs.

De fait, nous ne pouvons citer avec certitude, beaucoup de topographies dont le modelé, rapidement placé sous les scellés du Pliocène marin et ainsi protégé jusqu'à une exhumation récente, ait vu son évolution pratiquement arrêtée au Pontien. Les cas les moins discutables se regroupent essentiellement sur le contact de la plaine languedocienne et de la Garrigue. On en trouvera un premier exemple au lieudit " les Cadastres", au Nord de Pinet, entre le Chemin de la Reine Juliette et celui des Romains: il montre une topographie effacée, mais non totalement aplanie, taillée dans les terrains bégudiens, en bordure du mouvement anticlinal de Montmèze- la Briffaude. Autre cas: la retombée du plateau dit " la Garrigue", vers le Sablas, entre Castelnaud-le-Lez et le Crès; mais il est douteux que la seule érosion pontienne, sans préparation antérieure ni retouche marine ultérieure ait modelé ce talus dans des calcaires jurassiques résistants. Citons encore divers points des marges de la Garrigue de Nîmes et du fossé de Pujaut; et là des rivages rocheux pliocènes à lithodomes, comme le témoignage de dislocations mal effacées au moment de la transgression, sont fréquents: ainsi le rocher de calcaire urgonien, ancien flot de la mer plaisancienne, que l'on peut voir, non loin du carrefour de la N.576 avec le chemin de Fournès à St-Hilaire-d'Ozilhan. Au vrai, le plus souvent, sur cette zone de contact plaine-Garrigue, la molasse s'interpose entre le substrat et les dépôts du Pliocène marin.

V - LES TERRAINS NEOGENES ET LEURS ENSEIGNEMENTS PALEOGEOGRAPHIQUES-

LES TERRAINS DU PLIOCENE MARIN :

A- Les modalités de la transgression :

La "deuxième transgression méditerranéenne", d'âge astien, marque par sa progression rapide (mais en l'absence, significative, de conglomérat basal), une certaine analogie avec celle du Miocène. Pourtant, les conditions paléo-géographiques d'ensemble ont fortement changé: la mer péri-alpine a cédé la place à une " Méditerranée" assez peu différente de l'actuelle. C'est la "révolution pliocène" de J.BOURCART (1960-1963). D'ailleurs, l'ingression sur le continent demeure très limitée. Entre Nîmes et Montpellier, le rivage borde, pratiquement sans les entamer, les Garrigues mésozoïques, comme, plus au sud, il s'arrête devant les reliefs des Corbières. Quelques golfes, parfois fort allongés et improprement dénommés "rias" signalent, toutefois, cette offensive: ainsi la dépression rhodanienne, envahie jusqu'aux abords de Lyon et sur laquelle, en notre région, s'articule le fossé de Pujaut; la gouttière de l'Orb, jusqu'à Cessenon; la plaine du Roussillon. Au fond de ces pseudo-rias, la dessalure s'impose souvent, cependant qu'à l'amont des dépôts marins ou saumâtres, se sont établis des faciès continentaux (Biterrois, Roussillon). Il n'y a cependant pas de pénétration marine dans le fossé de Montbazin- Gizeux (sauf aux environs de Fabrègues), ni dans la plaine de l'Hérault inférieur(du moins au Nord de Florensac), et pas davantage dans les plaines de l'Aude. Certes, la "molasse de Montouliers" à Hippurion crassum est authentiquement pliocène

* N.B. - Du site éponyme d'Asti dérive la désignation d'un étage "astien" (P. de ROUVILLE: 1863) où il convient de ranger deux faciès: l'un argilo-marneux dit "Plaisancien"; l'autre sableux auquel on conserve l'épithète "d'astien" (G.DENIZOT 1952, pp.69-71)

mais c'est une formation lacustre, à quoi il faut probablement identifier le faciès comparable des environs de Boutenac, bien que la discussion relative à ce rattachement ne soit sans doute pas close (A.COMBES : 1960, F.ELLENBERGER : 1961, avec des remarques de M.DURAND-DELGA)

B- Les faciès du Pliocène marin en Bas-Languedoc :

Les dépôts proprement marins admettent deux faciès : marneux et sableux, ce dernier pouvant inclure graviers et cailloutis.

1- Les dépôts plaisanciens :

a)- Les milieux propices à la sédimentation plaisancienne :

Les marnes "plaisanciennes" à *Nassa semistriata* sont plus particulièrement représentatives de stades initiaux de la transgression, mais persistent davantage, au niveau des termes élevés, vers le large; ce sont encore des marnes, à peine différentes, qui occupent les fonds des golfes peu profonds et abrités, zones de "silence", à "l'ombre" d'obstacles et, par conséquent, interdites aux courants violents, exemptes d'atterrissements grossiers. Quelquefois mêlées de matière organique (St-Génies-de-Comolas, Gallician), souvent en contact avec des fonds rocheux à perforations de lithodomes, elles prennent aussi une allure varvée (Thézières, Fournès, Bellegarde, Cessenon).

b)- Les varves -Analyse sédimentologique :

Ces varves (P.DEMANGEON : 1959), esquissées à Bellegarde où les microlits plastiques dessinent des involutions

comme injectées dans les microlits sableux, offrent une belle régularité à Fournès. Des bandes grisâtres, puissantes d'une dizaine de centimètres, y alternent avec des bandes jaunâtres, plus résistantes, non délayables à l'eau et formant micro-saillie sur les parois que l'érosion a mises à vif dans la formation. Les bandes grisâtres juxtaposent 15 à 20 feuillets: gris (à grains détritiques: quartz, calcite, muscovite et chlorite, liés par une matière phylliteuse à particules noirâtres végétales) et jaunes (moins riches en grains). Les bandes jaunâtres rappellent, en plus épais (5-7 centimètres), les feuillets jaunes: elles sont composées, également, de quelques minéraux d'apport fortement agrégés par un ciment calcaro-ferrugineux. A l'analyse granulométrique, les courbes cumulatives exprimant le classement de la portion détritique, diffèrent quelque peu pour chacun des types de microlits (respectivement: faciès paraboliques et logarithmiques), évoquant, néanmoins, en tout cas, des phénomènes de transports lointains. D'ailleurs, la nature des minéraux lourds oblige à admettre une origine principalement alpine (cor-tège minéralogique de l'épidote). Les varves de Fournès ne doivent donc guère au littoral proche, ni même à l'érosion dans l'hinterland régional. Dès lors, leur disposition, en lits régulièrement alternés, ne peut que traduire des variations cycliques, tant des apports de matériaux que de la compétence des courants qui les ont véhiculés, commandées par des oscillations du climat. Aux bandes grisâtres, plus franchement détritiques, correspondraient des périodes plus fraîches et plus humides; aux

bandes jaunâtres, témoignant d'un chimisme plus actif, répondraient des temps plus chauds. P.DEMANGEON dont nous venons de résumer l'analyse, spéculant sur la vitesse de la sédimentation, en milieu abrité, et sur la durée de la période pliocène, évalue approximativement à un millénaire le temps d'un cycle. A.PONS (1964), préoccupé de l'analyse pollinique de ces sédiments, propose d'augmenter le chiffre précédent de 2,5 à 4 fois, se fondant sur une autre conception de la durée d'ensemble de la transgression. Différence d'appréciation qui, eu égard à la durée géologique, ne modifie pas sensiblement l'ordre de grandeur.

c)-Enseignements paléoclimatiques des varves plaisanciennes et de leurs pollens:

De l'étude pré-citée de A.PONS, le lecteur non spécialiste attend des précisions bio-climatiques. Il y trouvera d'abord une leçon de prudence scientifique. Les problèmes ordinaires d'identification et de classement des pollens sont évidemment évoqués, ainsi que ceux qui ont trait à certaines sous-représentations spécifiques ou génériques, ou, au contraire à la sur-représentation des grains polliniques et des spores locaux et de grande dispersion - y compris les alticoles - sédimentés et conservés hors de leur milieu d'origine. L'on doit noter, d'ailleurs, que la microflore propose pour l'Europe, à l'ordinaire, un cachet moins archaïque (et donc apparemment moins "tropical") que ne le ferait la macroflore. Des pièges plus subtils sont décelés, telles: l'inégale plasticité, dans l'adaptation au milieu, que semblent offrir les "phyllum", selon l'ancienneté de leur sépa-

ration; ou encore, l'existence possible d'une "usure du sol par chaque groupement" forestier, sorte "d'assolement naturel" (p.645). On voit combien sont délicates les interprétations des changements floristiques mis en évidence dans les spectres polliniques, du reste, selon A.PONS, de plus en plus prononcés et fréquents, au fur et à mesure que se déroulent les temps pliocènes. Certains ne sont probablement imputables qu'à des événements paléo-géographiques mineurs, touchant aux dispositions de détail du rivage ou au jeu des courants. Il reste que l'on peut, relativement à certaines espèces, comme les pins, en tirer quelques enseignements climatiques. L'on savait, depuis G.de SAPORTA, et A.F.MARION ou encore depuis G.DEPAPE, que la transgression plai-sancienne avait fait régner, au moins à proximité immédiate de ses rivages, une grande humidité (1.300 mm/année ?), avec des moyennes thermiques annuelles assez élevées (20° C ?), ces dernières marquant, sans doute, une tendance à décroître du début à la fin de la période. Il apparaît, désormais, grâce à l'étude de A.PONS, que ces données, valables sur un plan très général, doivent être modulées dans l'espace et dans le temps. Quant aux particularités spatiales, il semble qu'il faille accorder à la végétation piégée dans les sédiments de la station de la Bégude-de-Saze, ici en cause, méridionale et largement privée d'apports alticoles, un cachet relativement xérophile, ayant pu s'exprimer dans un tapis botanique "ouvert". Quant à l'intervention du facteur temps, non seulement on doit noter que le gisement de la Bégude se place vers le sommet de l'Astien, juste avant que la

transgression ne parvienne à son maximum, mais encore, il faut admettre que, dans le détail, la microflore, comme les varves qui la contiennent indiquent des oscillations climatiques (telles que plus de fraîcheur entraîne plus d'humidité et qu'un réchauffement s'y combine avec une sécheresse accrue. Parmi elles, A.PONS, détecte même une séquence typique d'un refroidissement -probablement léger.

2- Les dépôts astiens :

a)-Le milieu de sédimentation et le choix d'une limite supérieure:

L'amplitude et la fréquence de ces oscillations climatiques paraissant augmenter au fur et à mesure que passe le temps, ainsi qu'il a été noté plus haut, on comprend mieux la signification que revêt l'envahissement massif du sommet de l'étage par le faciès sableux quasi-littoral de l'Astien (à Ostrea

undata et Mammifères de Montpellier), caractéristique d'un milieu marin agité: ces sables, souvent partiellement consolidés en grès à ciment calcaire, parfois coupés de passées caillouteuses, signalent l'installation d'un régime où dominent les phases rhéxistatiques. Après J.BARRIERE et J.MICHAUX (1970,1971), nous excluons de l'Astien s.s.auquel on l'avait jusqu'ici rattaché, le cône ancien de la Mosson, conservé aujourd'hui dans l'axe du Rieu Coulon qui appartient, au vrai, à la période régressive, annoncée par les couches à Potamides Basteroti et la marne de Celleneuve lesquelles s'y trouvent interstratifiées. Il en va de même des sables à lits de graviers "continentaux"

sis immédiatement sous les cailloutis sommitaux des Puechs de la Costière de Générac (Puech Cocon, Puech Dardaillon) qui ravinent faiblement le niveau à Potamides (J.BARRIERE et C.TONI: 1973) et du cailloutis de Vérargues (A.ARNAL:1970). Tous s'avèrent différents du gisement classique de la Pompignane, à Montpellier.

b)-Etude régionale des gisements:

-En Languedoc oriental- Faible influence terrigène en provenance de l'arrière-pays :

1- Les sables -

Bien que moins représentés en Costière qu'on ne le croyait naguère, les sables astiens authentiques n'en constituent pas moins le faciès dominant entre Montpellier et Pujaut, sans autre variante notable que leur consolidation gréseuse épisodique, pour ne pas revenir sur la superposition éventuelle d'apports continentaux sable-graveleux (cf.en Costière méridionale, J.BARRIERE et C.TONI : 1973 . P.DEMANGEON (1959) a montré que, parmi les minéraux lourds qu'on en extrait, le stock principal est alpin; le stock en provenance du Massif Central, minoritaire, semble avoir passé par le relai de formations détritiques antérieures, en voie de démantèlement; seule, "la sillimanite paraît un apport direct des Cévennes"(p.281).L'analogie avec les observations faites dans la molasse est évidente. Pour le Pliocène marin et sableux, les mêmes traits s'imposent à Vauvert, Beauvoisin, Courbessac, St-Gervasy et St-Laurent-des Arbres. Ainsi se définit un littoral du Bas-Languedoc où l'apport local est d'une réelle faiblesse, à l'exception de l'imprégnation calcaire et

celui des Cévennes, d'une remarquable discrétion.

11- Les cailloutis :

Depuis Montpellier et vers l'Ouest, les cailloutis se font moins rares dans l'Astien. A la Pompignane, des lits de galets ravinent, mais en discordance, les sables et les grès. Cette très relative grossièreté s'accroît vers l'Ouest. Une partie de ces éléments grossiers, empruntés aux matériaux de "l'Eperon jurassique du Bas-Languedoc" peut déjà appartenir au Villafranchien inférieur, comme tend à le suggérer la notion de discordance rappelée ci-dessus. Quoiqu'il en soit, parmi les éléments fins qui ont été sédimentés vers les mêmes gîtes, la "fraction légère" inclut: quartz, muscovite, feldspaths, éclats de chailles et débris organiques; quant aux minéraux lourds, ils se groupent en deux stocks: l'un composé de pièces de petite taille et d'origine alpine, qui ont longuement cheminé, au gré des courants; l'autre comprenant des staurotides et tourmalines nombreuses, de plus grand module qui proviennent du Massif Central et ont effectué des trajets plus limités.

-La zone de "silence" couverte par "l'Eperon" jurassique du Bas-Languedoc. L'influence prédominante des conditions "océanographiques":

Dans une position, somme toute méridionale, dans la "zone de silence" couverte par "l'Eperon jurassique", les gisements du Nord immédiat de l'Etang de Thau montrent une remarquable récurrence de l'influence océanographique, livrant à Font-Mars comme à Mèze, le groupe des minéraux rhodano-alpins, "à l'état pur", pour reprendre l'expression de P. DEMANGEON (p.290)

-Apports d'un proto-Hérault vers la basse vallée de ce fleuve et diffusion de minéraux de la Montagne Noire en Biterrois:

Ils illustrent la règle, déjà manifeste dans l'Ouest même de Montpellier et qui s'applique en Biterrois, en vertu de laquelle les apports des courants marins dominant au Sud, tandis que la fourniture régionale s'impose au Nord. Ainsi le "cortège" de l'épidote caractérise la formation astienne au château de Rihaute et au Sud de Corneilhan. Au contraire, à Florensac, débouché d'un proto-Hérault, c'est l'abondance de la biotite qui attire l'attention, comme vers Pailhès les minéraux de grande taille, issus de la Montagne Noire. Là, muscovite, micas noirs et débris de schistes donnent même au sédiment, une teinte verdâtre.

3-Comparaison avec le Roussillon:

En Roussillon, la même dissemblance s'observe, quant à la provenance des matériaux, différenciant le centre de la bordure. Le laboratoire a aidé à préciser cette dissemblance. Mais elle s'était imposée depuis longtemps (CH.DEFERET: 1885, A.J.PAN-NEHOLCK : 1935, J.BOURCART : 1945-47), en raison de la couleur rouge sang des faciès néozoïques, en contact avec le socle pyrénéen et les Corbières. Par ailleurs, au-dessus et en amont des classiques terrains du Pliocène marin, de teintes beaucoup plus pâles, des dépôts continentaux plus variés que leurs homologues biterrois dont il vient d'être question, revêtent, en outre, une plus grande importance. Originalité supplémentaire: les pendages,



d'ailleurs inégaux suivant les niveaux sédimentaires considérés, demeurent assez fortes pour imposer la notion d'une subsidence active au moment de la mise en place de ces derniers, ou peu après, accompagnée de mouvements de surrection dans la chaîne pyrénéenne - donc un accroissement des pentes que, précédemment, des argiles à lignites, telles celles de Cerdagne, ne supposaient pas. On peut même se demander si le centre du bassin roussillonnais n'avait pas connu un épisode d'affaissement initial, antérieur au Sarmato-Pontien. Insuffisamment profonds, les anciens sondages laissaient cette question entière; et, de même, celui plus ambitieux de Ponteilla (1923- 1924), cité par P.BIROT (1937) et détaillé par J.BOURCART (1945-47): sur 720 mètres, il n'aurait traversé que du Pliocène, lacustre et marin, puis les couches de la série rutilante, sans atteindre leur base et, a fortiori, le socle. Mais, depuis, deux forages profonds S.N.P.L.M. ont été exécutés à Canet (1837m.) et à Elne (2275 m.), respectivement en 1954 et 1958 - avec approfondissement en 1960. Ils ont atteint le socle et révélé, au-dessus, des couches interprétées comme mésozoïques, paléogènes et même miocènes, se subordonnant au Pliocène et au Quaternaire. L'on observera, cependant, que les deux dernières implantations en cause appartiennent, sans conteste, à notre milieu sub-littoral actuel. Il en résulte qu'elles renseignent moins sur la structure profonde du "Golfe roussillonnais" que sur celle de la plateforme littorale. Rappelons, à propos de cette dernière, et selon des renseignements oraux dus à l'amabilité de P.DUBOIS, qu'il convient de

confirmer la notion d'affaissement progressif, étalé sur les temps néogènes, accentué vers le large, en ambiance de distension.

On ne peut mettre en doute, en tout cas, que les couches pliocènes du Roussillon n'aient été, après leur dépôt, légèrement accidentées: anticlinal du déart, influence de la faille "cachée" d'Elne- bien que celle-ci soit, certainement, beaucoup plus ancienne que les horizons qui nous occupent, du moins pour l'essentiel de son activité.

a)-Les couches rutilantes sont représentées sur tout le pourtour de l'aire de sédimentation pliocène. Elles sont constituées par un complexe "d'argiles" associées à une brèche. En fait, cette prétendue "argile", très souvent sableuse, renferme une grande quantité de petits quartz, beaucoup de fragments de schistes et de biotite décolorés. Malgré ce caractère sablo-limoneux, les bancs gréseux demeurent rares. Cette "poudre" est teintée par les oxydes ferriques, avec, à et là, des nodules ferreux. Elle inclut des cailloux épars et constitue, encore, l'essentiel du ciment de la brèche. Dans l'un et l'autre cas, les éléments macroscopiques, peu altérés, sont très majoritairement anguleux; les fragments de schistes reposent ordinairement à plat; les ballasts quadrangulaires et ceux qui montrent un émoussé sont beaucoup plus exceptionnels. L'ensemble de ce matériau s'avère d'origine strictement locale, en relation directe avec la nature du massif le plus voisin. Toutefois, la calcite ne domine pas, comme on pourrait s'y attendre, au pied

des Corbières où elle se borne à durcir le ciment du conglomérat. La disposition des éléments grossiers, dans cette masse épaisse de plusieurs dizaines de mètres, tend à accréditer l'hypothèse d'une crise glyptogénique qui leur soit contemporaine. Bien que J. BOURCART (1945-47) ait tenté une explication en faveur d'une coloration in situ, toute l'analyse qu'il propose des éléments constitutifs des limons nous suggère (et son texte même n'en n'écarte pas l'idée) le démantèlement de sols pré-existants, sis dans l'amont-pays. Les pendages élevés, oscillant autour de 30 à 40 degrés, plaident également dans le sens d'une crise. Certes, la mise en place de cette formation continentale a dû comporter une pente originelle appréciable. Mais l'on doit retenir une déformation de ces bordures roussillonnaises, en relation avec une phase récente de l'orogénie pyrénéenne: surrection d'ensemble des massifs et effondrements compensateurs. En de nombreux points, les couches rutilantes disparaissent sous des sables que leur composition minéralogique constitue en témoins d'une érosion assez avancée, mordant profondément dans les structures du pli de fond des Pyrénées: sables "arkosiques" de la Cantarrane, sables "tricolores" de Vivès, assises caillouteuses de Marquixanes etc Leur pendage est plus faible que ceux notés à propos de la série rutilante et ils ne sont pas représentés vers Espira-de-l'Agly.

b)-La transgression plaisancienne:

La transgression marine plaisancienne s'annonce, parfois en remaniant par triage une partie des couches rouges locales.

On récolte, alors, spicules d'Eponges, petits Foraminifères, Huîtres fixées sur des galets et, dans les premières argiles bleues, la glauconie. Remaniements mineurs: tout indique, en effet, que la transgression a été rapide (ni falaises, ni conglomérat basal, mais belle homogénéité de faciès relativement épais) Le Pliocène marin ne paraît pas dans le bassin du Roboul; on le décèle à la faveur d'un puits à Rivesaltes; il affleure à l'Ouest du passage à niveau de Salces. Partout, il revêt les faciès classiques: argiles "plaisanciennes" et sables "astiens"- ceux-ci admettant, localement, graviers et cailloutis. Les premières contiennent une faune qui évoque, pour des profondeurs variant entre 50 et 300 mètres, l'écologie de la plateforme continentale; celle des seconds est à peine plus littorale. Selon J. BOURCART (1945-47, p. 27), il ne convient d'ailleurs pas de forcer les oppositions, généralement admises, s'agissant des significations paléo-géographiques respectives des argiles et des sables. Entre-eux, pour le Roussillon, point de "différence essentielle": "... les argiles bleues ont été des vases typiques" ... mais ... "les sables jaunes et les sables gris ... ont été des sables vaseux". Les conditions océanographiques viennent donc, au premier plan, et éclipsent les influences continentales. La puissance totale de ces couches est rarement inférieure à 100 mètres. Vers l'Est, elle s'affirme sur 350 mètres au sondage d'Elne, sur 770 mètres à celui de Canet. Leurs pendages, nets

sur les bordures demeurent inférieurs à ceux des couches rutilantes.

c)-Le Pliocène lacustre:

Le Pliocène lacustre surmonte les couches marines, signe d'arrêt du mouvement transgressif. A sa base, on distingue des limons (à quartz du granite et poussière à biotite - J.BOURCART :1945-47, p.32,42,43, notant: le rutile, le zircon et le grenat, parmi les minéraux lourds), limons qui alternent avec des calcaires lacustres, surmontés enfin par un horizon ligniteux incluant de minces coquilles de Limnées, Planorbes et Physes. On trouve ensuite des sables arkosiques, puis des alternances de calcaires lacustres marneux et de limons, mais, cette fois, sans lignites. L'ensemble de ces sédiments peut atteindre la puissance de 400 mètres. Les limons ont localisé d'assez nombreuses briqueteries. Ils sont colorés par le fer; ceux du Nord de l'Agly sont enrichis en calcaires (limons crèmes). Quelques-uns, feuilletés, témoignent des conditions synsédimentaires : alternances de dessications et de dépôts. Les pendages actuels se tiennent autour d'une dizaine de degrés. Ce sont les sables siliceux qui renferment la célèbre faune terrestre, autrefois inventoriée par CH.DEPERET (1897). Au gisement du Serrat d'En Vaquer, près de Perpignan, on a noté une évolution significative parmi les rongeurs: les formes endémiques initiales s'effacent, tandis que triomphent des espèces déjà connues de l'Est européen et mieux adaptées au rude milieu des steppes. Ainsi s'affirme, sur le plan bio-climatique, la transition avec le Fléisto-

cène; celui-ci, défini dans l'optique d'une "chronologie longue" (L.THALER: 1965; J.MICHAUX : 1970; J.BARRIERE: 1970,1971), débute donc, en réalité, au sein même de l'ensemble du "Pliocène lacustre", selon la définition de J.BOURCART.

Ce parti-pris d'une chronologie longue n'est pas sans avantage pour le morphologue. Nous nous en justifierons plus bas. Relevons, ici, seulement, que s'en trouvent renvoyés automatiquement dans le Quaternaire ancien, le "complexe villafranchien" et même les couches qui, cailloutis ou marnes, incluent l'horizon à Potamides Basteroti, ou leurs équivalents latéraux. Aussi bien, les niveaux en cause participent aux phénomènes de remblaiements et de dissections rythmés qui s'inscrivent très généralement au-dessous des aplanissements principaux. Il sera donc légitime de retrouver les uns et les autres dans le chapitre consacré aux formes et formations quaternaires.

C- Bilan paléogéographique du Pliocène s.g.:

1) La faiblesse de l'érosion continentale:

A nous en tenir, pour le moment, à l'Etage astien, nous ne pouvons que mettre l'accent sur la faiblesse de l'érosion dans le bas pays languedocien, à l'Est de l'Hérault. Un apport discret du proche Massif Central a pourtant été mis en évidence, grâce aux travaux de P.DEMANGEON (1959) que nous avons rappelés ci-dessus. Mais, on l'a vu, c'est en Biterrois, en Narbonnais occidental et, surtout, en Roussillon que les accumulations retiennent l'attention, particulièrement celles qui se rapportent

aux "molasses lacustres" et aux sables continentaux:

2) L'hypothèse diastrophique:

Dans ces derniers secteurs intervient indiscutablement le facteur diastrophique. Les mouvements d'âge pliocène sont classiquement reconnus dans les Pyrénées méditerranéennes et nous avons noté qu'ils affectent le bassin roussillonnais subsident, comme les massifs qui l'encadrent, en voie de surrection. F. ELLENBERGER et M. GOTTIS (1967, pp.153-155) ont, assez récemment, insisté sur la tectonique néogène et récente qui prend, pour ainsi dire, en écharpe le Narbonnais et le Biterrois. Affectant "toute la bande de terrain orientée Sud-Ouest, Nord-Est, comprise entre Lézignan-Corbières et Fouzilhon-Gabian", les dislocations ne semblent pas résulter d'une crise bien définie dans le temps, mais avoir joué, l'une après l'autre, dans un espace nettement localisé, affaibli de tensions plus ou moins résiduelles. En effet, "il s'agit de failles de tassement, à pente raide et regard au Sud-Est, souvent "contraires" (c'est-à-dire à rejet compensateur)". Au Nord-Est du secteur considéré, elles brisent la molasse marine; au Sud-Ouest, elles imposent une dénivellation, d'ailleurs moindre, "aux limons à galets d'âge pliocène certain (Quarante) ou très probable (Ginestas, Lézignan)". Leur activité, sur le mode du "coup par coup", ci-dessus mentionné, paraît s'être poursuivie de la fin du Miocène jusqu'au Quaternaire. La diagonale que leur alignement constitue est à peu près parallèle, quoique en retrait, à la position où l'érosion a arrêté les affleurements des unités chevauchantes pyrénéo-provença-

les. Elles manifestent la subsidence narbonnaise, tandis qu'une tendance au soulèvement s'affirme dans l'ensemble de la Montagne Noire qui devient un centre distributeur de matériaux détritiques et le demeurera au Villafranchien. Par contre, les arguments que nous avons pu produire, à partir de l'analyse des faciès et touchant à l'évolution de la Cévenne proprement dite ne nous permettent, honnêtement, ni d'en affirmer, ni d'en infirmer la mobilité, à ce moment. Nous pensons, cependant - mais sans nous dissimuler le caractère insuffisamment fondé de cette opinion - qu'elle poursuit lentement son ascension, tandis que les Garrigues et les plaines, à l'aval, continuent de basculer vers le Golfe du Lion. On s'expliquerait mieux, ainsi, la relative faiblesse de l'apport régional au littoral, apport où les minéraux languedociens comptent moins que les alpins et où la fourmiture cévenole l'emporte sur celle plus étroitement locale, exceptée, bien entendu le calcaire, non détritique, mais véhiculé en solution.

3)- Erosion linéaire et évolution karstique:

Si délicate que soit la détermination de l'inégale déformation, selon les secteurs sous-régionaux, il demeure nécessaire de chercher à s'en faire une idée. En effet, cette connaissance est décisive du point de vue de l'évolution des vallées. De fait, le milieu bio-climatique de la période astienne est favorable à l'existence de couverts forestiers et donc aux écoulements linéaires, ce qui est en accord avec la nature des sédi-

ments. L'on sait qu'en montagne, et notamment dans le Massif Central où l'on oppose classiquement les basaltes des plateaux à ceux, plus récents des vallées, il est démontré que l'inscription des thalwegs sous le niveau de ces plateaux est déjà nettement acquise au Pliocène, au moins pour les organismes hydrographiques les plus puissants. L'on doit, à notre avis, admettre une évolution comparable pour les hautes-Garrigues sub-cévenoles, le cas le plus démonstratif étant celui de la gorge de l'Hérault. Toutefois, les traînées alluviales les plus récentes du Causse du Larzac (M.CADILLON :1970): Rogues, St-Maurice-de-la-Clastre, St-Pierre-de-la-Fage, occupent des dépressions fort peu creusées, héritières de thalwegs de faible profondeur. Diverses preuves sur lesquelles nous reviendrons (altitudes de nappes de cailloutis quaternaires, cas de défluviations post-astiennes) tendent à prouver que la quasi-totalité des gorges et canyons dessinés dans l'ensemble des Garrigues sub-littorales ont été entaillés au Pléistocène seulement. On rejoint, ainsi, l'impression tirée par J.NIGOD (1967,p.78) de la reconstitution des vallées pliocènes du bassin de Marseille: "larges moins encaissées que les ravins actuels".

Inégal et, localement, si faible qu'il soit, cet encaissement n'en a pas moins favorisé l'enfouissement des eaux dans les masses calcaires, activé et leur circulation souterraine et la dissolution, agent d'évolution des réseaux karstiques, commandé le niveau régulateur des exurgences. Le karst de nos pays vaut une étude à part.

Retenons, ici, que le changement climatique, décrit par A. PONS (1964) à la fin de l'Astien, "ouvrant" le tapis végétal, ressuscite, une dernière fois à l'orée des temps quaternaires, des conditions propices à l'érosion latérale.

CHAPITRE II

LA STRUCTURE

INTRODUCTION

Le plan de ce chapitre-

Dans une région de plateforme comme celle qui nous occupe, on conçoit que les dispositions structurales s'avèrent rien moins que simples, héritières qu'elles sont d'une série de crises ou de déformations plus lentes qui ont commandé les modalités du dépôt des couches comme celles de leurs dérangements ultérieurs et de leur démantèlement par l'érosion. C'est pour-quoi la mise en évidence des principales étapes de l'évolution paléogéographiques -étapes appréhendées grâce à l'analyse des faciès tant du substrat mésozoïque que des formations corrélatives tertiaires- constituait une démarche préalable indispensable à toute reconstitution morphogénétique. C'est à partir de là que les structures peuvent être comprises, non seulement géométriquement, mais selon les exigences de l'analyse cinématique.

Bien entendu, les entités structurales, les efforts tectoniques dont elles procèdent, les figures d'érosion qui résultent de leur attaque par les forces externes dérivent directement de la recherche géologique dont les résultats constituent, pour nous, une "donnée". En ce qui les concerne, plus qu'en tout autre domaine peut-être, nous avouons notre dépendance à l'égard d'autrui. Rares jusqu'à constituer l'exception, sont les acci-

dents plissés ou cassants que nous avons notés en sus du répertoire que nous fournissaient les documents géologiques mis à notre disposition. Le fait ne s'est produit que dans deux types de circonstances: soit qu'il s'agisse- particulièrement sur les marges extérieures du Bas-Languedoc- d'un accident sur lequel s'est fait, jusqu'ici, l'accord des morphologues (ainsi pour l'abrupt du Madrès, au-dessus du Capoir); soit que nous puissions, par l'expérience que nous y avons acquise, en démontrer la réalité et l'importance sur notre propre terrain de recherches(ainsi pour la faille qui limite le massif jurassique du Roumège, au Nord et proche de Bouzigues).

Néanmoins, sur la carte d'ensemble au 1/750 000ème, le report de l'acquis géologique au niveau d'un certain détail représente, à plusieurs égards, une tentative originale. Les essais graphiques réalisés à cette échelle ou à des échelles voisines admettant, ordinairement, un parti pris de généralisation beaucoup plus radical. On voit bien l'intérêt qu'il y a à offrir, de notre ensemble régional et de ses marges, une vision à la fois synoptique et aussi proche que possible de la complexité des faits. Cela revient à souligner qu'en raison de l'échelle, nous ne pouvions nous contenter d'une simple compilation, pour ainsi dire mécanique.

Aussi, dans les lignes qui suivent, allons-nous d'abord exposer les principaux problèmes rencontrés dans ce travail cartographique. Nous analyserons, ensuite, les caractères marquants des structures du Bas-Languedoc, les éclairant

de leurs prolongements dans les territoires circum-voisins. Il va sans dire que nous souhaitons que le lecteur consulte systématiquement le feuillet morpho-structural de notre carte d'ensemble, pour accompagner le dépouillement de ce chapitre. En l'écrivant, il nous a paru, à l'évidence, que nulle part, sans doute - eu égard à l'échelle - la complémentarité du texte et de la carte n'était plus étroite.

I-PROBLEMES DE CARTOGRAPHIE - LA BRANCHE MORPHO-STRUCTURALE au

1/750 000ème :

A - Une carte des abrupts rocheux- L'érosion différentielle révélatrice des structures -

La lithologie s'y exprimant, comme l'on sait, par l'emploi de teintes plates; à la structure, traduite essentiellement par des figures linéaires (et non des surfaces), nous avons réservé des signes en noir. Si ces derniers dégagent assez bien l'architecture de notre région et de ses marges, c'est sous la forme d'une carte des abrupts. Que la majorité d'entre-eux dérive d'un fait structural (abrupts de faille, ou de ligne de faille, fausses ouestas, boucles de crêtes synclinaux ou anticlinaux, rebords de cuvettes d'effondrements crypto-karstiques), ne saurait faire oublier - fait morphologique par excellence - l'oeuvre de l'érosion différentielle qui est à l'origine de la mise en valeur de la plupart de ces ruptures de pentes remarquables, et cela, vérifiable sous plusieurs systèmes morpho-climatiques différents et successifs. Ce sont, en somme, les corniches de "roches dures" dominant les talus de "roches tendres", si l'on

veut bien, pour faire court, s'en tenir, momentanément, à ces concepts simplificateurs. On sait, du reste, qu'ils ne sont pas satisfaisants dans tous les cas. Ainsi, tel granite pyrénéen, nettement sculpté en cirques glaciaires dont la rigueur des formes témoigne de leur résistance, se montre vulnérable, au sein de cuvettes d'érosion, typiques des héritages paléogéographiques, tels qu'ils se combinent en zone d'affinités sub-tropicales (P. BIROT : 1937). Mais il s'agit là, précisément, de formes signalétiques de systèmes morpho-climatiques bien définis. Aussi renvoyons-nous ces données (sculpture glaciaire, cuvettes des granites) dans le chapitre suivant concernant les systèmes d'érosion. Par contre, compte tenu de sa banalité, nous n'avons pas cru induire en confusion en rapprochant des formes structurales, par l'emploi de signes également en noir, un autre phénomène générateur d'abrupts: les gorges épigéniques. Au total, c'est l'essentiel de l'ossature rocheuse, si évidente dans les régions méditerranéennes, qui est ainsi manifestée. On trouvera, d'ailleurs, quelque logique dans la différence de traitement que nous avons fait subir à l'effet (l'abrupt) par comparaison avec la cause (faille, inversion de relief ondulé ou plissé, inadaptation des tracés hydrographiques aux accidents) Une hiérarchie a été établie entre les corniches, en fonction de leur commandement total au-dessus des thalwegs ou de la base de leur talus: plus de 100 mètres, moins de 100 mètres. Aucune distinction de cette sorte pour les accidents tectoniques, tous affectés d'un "trait" de même importance. Ainsi avons-nous

tenté de donner plus de force à la représentation du relief lui-même qu'à ses justifications structurales qui conservent une discrétion relative.

B- Le réseau des accidents tectoniques cartographiés - Réseau dense et toutefois incomplet -

Le réseau des accidents retenus est dense. Il n'est cependant pas complet et il se peut que les spécialistes de Bas-Languedoc regrettent quelques unes de nos omissions volontaires.

1)-Les limites de la lisibilité:

On verra, d'ailleurs, que nos omissions ont été plus nombreuses que nos ajouts. La "donnée" structurale s'est, en effet, trouvée affectée de quelque contrainte: les mêmes partis pris dégagés à propos de la sélection et de la généralisation des isohypses ont dû nous guider dans l'établissement de la trame tectonique, savoir: la recherche d'une richesse maximale, compatible avec la lisibilité.

2)-L'inégale précision des documents géologiques consultés:

Mais l'appareil de la cartographie géologique, dans son ensemble, nous offrait des matériaux très inégalement abondants ou utilisables à l'échelle du 1/750 000ème. D'abord en raison du terrain: pour ce qui concerne les accidents cassants, en particulier, l'identification a toujours été plus aisée en milieu sédimentaire que dans le socle cristallin ou métamorphique; et, dans le premier cas, plus sûre en roche cohérente que dans les puissantes séries marneuses. Ainsi, la maille très lâche de notre

trame, en pays cévenol, ne doit pas faire illusion. Dans cet exemple particulier, d'ailleurs, nous ne marquons pas trop de regrets: la lecture, par les courbes de niveau, du paysage brut de toute analyse et que forment "serres" et vallées profondes en est facilitée. Le réseau des fractures, apparemment du moins, est plus serré en Margeride et dans ses plateaux bordiers. Mais là, nous disposons de feuilles géologiques plus récentes (St-Flour, Mende, au 1/80 000ème) et attentives à la géométrie du socle. Toutefois, un grand nombre de ces accidents d'âge hercynien, n'ont pas joué notablement au Tertiaire ou ont été nivelés depuis par l'érosion et nous avons dû effacer à demi, en les traitant en traits discontinus, ces failles" sans influence sur le relief actuel".

3)-Problèmes de "généralisation"-Indispensables sacrifices:

Il est si vrai que la date d'édition des différentes cartes géologiques intervient, en la matière, ainsi que l'échelle ; un embarras d'une autre sorte a surgi lorsqu'on a pu disposer de cartes récentes, soit nouvelles éditions du 1/80 000ème soit 1/50 000ème, soit tracés préparatoires à ces publications, ou encore cartons consacrés à des problèmes particuliers de plus grandes échelles: reportée sur notre minute, la trame devient alors si menue et si serrée qu'elle défie toute représentation au 1/750 000ème. Il faut se résigner à des omissions, à des simplifications, ou à des essais de généralisation. Certains secteurs ne seraient pas concevables sans ces précautions (Arc de St-Chinian, pli de Montpellier, Gardiole, bassin houiller

d'Alès et sa couverture mésozoïque). Nous avons dû, de même, nous résoudre à ignorer les répliques de la faille des Cévennes; négliger les relais par lesquels s'amortissent, au Nord de St-Mathieu-de-Trévières, la faille de Corconne et celle des Matelles. De telles simplifications ne vont pas sans inconvénients: en particulier, elles oblitèrent les variations des rejets. De la même façon, pour des blocs voisins, basculés en sens inverse, il n'a pas toujours été possible d'indiquer le changement d'orientation que subit le "regard". Il n'eût cependant pas été admissible, d'un point de vue morphologique, que l'on renonçât à tracer une corniche vigoureuse pour figurer le faisceau des failles serrées dont elle provient, comme c'est le cas par exemple pour le Causse Noir, au-dessus du vallon de Meyrueis : servitude propre à la carte morphologique d'ont la carte géologique, réalisée pour l'Atlas régional du Bas-Languedoc-Roussillon à la même échelle, a pu ne pas tenir compte, bien que nous ne l'ayons nullement ignorée. Aussi ne s'étonnera-t-on pas que la trame des failles de celle-ci soit plus complexe que pour celle-là.

4)-Le choix des signes employés:

Une nouvelle contrainte résulte de la nécessité de ne pas trop multiplier les variantes dans un dessin qui utilise forcément beaucoup de signes. Aussi avons-nous groupé:

- failles normales, jouant un rôle dans le relief actuel ou justifiant un contact anormal entre terrains de niveaux différents.

-accidents impliquant une compression et un resserrement des distances horizontales: failles inverses et chevauchements- ces derniers n'ayant jamais, en tectonique pyrénéo-provençale, qu'une flèche limitée: quelques kilomètres, au maximum; quelques centaines de mètres, en moyenne; les barbules représentent non l'abrupt des fronts de chevauchement mais l'autochtone chevauché.

- failles de socle, sans incidence sur le relief actuel et failles supposées.

-flexures.

Exprimant essentiellement les formes apparentes, lorsqu'on accideint souterrain, du type cassant, découvert par sondage (faille de Nîmes) s'accompagne, à faible distance et en surface, d'une flexuration décelable, nous avons ignoré le premier et représenté préférentiellement la seconde.

2- Des signes superficiels de dislocations profondes- Les épanchements et les projections volcaniques -

Autre manifestation superficielle de cassures profondes, le volcanisme, dont l'ordonnance d'ensemble traduit l'importance des dislocations sub-méridiennes et armoricaines du système rhégmatique auvergnat et vellave sur lesquelles il s'aligne, relayé par les accidents radiaux de la zone d'effon-

drement méditerranéen, eux-mêmes recoupés par quelques failles formant la corde de l'arc du Golfe du Lion. Discret et comme avare de ses épanchements en Bas-Languedoc, sauf aux abords du Lodévois, il forme, au contraire, de vastes taches dans le Cantal, l'Aubrac, le Velay occidental et oriental, le Coiron. Ce dernier exemple est particulièrement significatif, non seulement de l'étalement des laves, mais encore de l'interstratification des coulées et des formations sédimentaires néogènes que nous avons pu figurer aux environs de Villeneuve-de-Berg, sans omettre l'inversion de relief. On pouvait donc se demander s'il convenait de traiter le phénomène volcanique dans ses rapports avec la tectonique ou insister sur sa lithologie. Au vrai, en employant la "couleur" noire (si l'on nous passe cette expression physiquement incorrecte), pour les basaltes et les scories des activités stromboliennes qui ont été les plus fréquentes, dans l'aire considérée, nous avons pu éviter de choisir: le volcanisme s'intègre ainsi, sans difficulté, à l'un comme à l'autre ordre de représentations. Dans ces plages noires, la création de "réserves" pour permettre la lecture, des lacs et des caldeiras (si remarquables en Velay occidental) ne posait plus qu'un problème technique mineur. Restent à distinguer les venues plus acides du Velay oriental, créatrices de reliefs peu étendus mais originaux, en raison de la haute viscosité des magmas dont elles dérivent. Signalons, pour n'y plus revenir qu'on leur a accordé deux couleurs de façon à faire ressortir vigoureusement les "sucs" phonolithiques qui en constituent l'élément le plus

notable.

D- Traitements cartographiques afférents au socle et à sa
couverture post-triasique :

1- Limitations dans l'indication des structures du socle,
notamment sédimentaire :

Dans les terrains non métamorphiques du Massif Central, de la Montagne Noire orientale, du Mouthoumet, ainsi que dans ceux des plis de fond pyrénéens, y compris les enveloppes des "corps granitiques" satellites ariégeois, nous n'avons pas indiqué l'architecture des plis anté-stéphaniens, nous bornant à souligner, en trait discontinu, les contacts anormaux (nappe du Vigan, dislocations majeures des Monts de Pardailhan, de Faugères et de Cabrières). En procédant autrement, nous eussions surchargé fâcheusement notre dessin. En somme, désireux d'obtenir une identification immédiate des régions naturelles et bien que nous n'ayons pas perdu de vue sa souplesse plus longtemps durable ni ses plus grandes possibilités de "rejeux" posthumes" ou autres, nous n'avons pas traité la structure du socle sédimentaire de façon différente que nous n'avons fait pour le socle métamorphique ou cristallin. Simplification presque aussi rigoureuse pour le bassin houiller d'Alès-Bessèges où nous avons tout de même retenu le tracé du chevauchement principal qui joue un faible rôle morphologique, après exhumation, aux environs de la Grand'Combe et que nous avons analysé plus en détail ailleurs (E.COULET :1966)

2- Problèmes posés par la représentation des structures
de la couverture post-triassique:

Par contre, nous avons figuré, autant que possible, plis
et ondulations des couches dans l'ensemble de la sédimentation
post-permienne. Le symbole choisi pour les anticlinaux est clas-
sique; pour les synclinaux, celui que nous avons préféré, ordinai-
rement peu usité, présente l'avantage du moindre encombrement.
Dans quelques cas, très limités, nous avons usé de flèches de
pendage, pour plus de clarté. Bien entendu, à notre échelle,
il n'était pas question de tenir compte des disharmonies, comme
celle que l'on peut voir à la Font-Bétou, au Nord du Pic St-
Loup, entre les couches de l'Infra-Crétacé et celles de l'Eocène
(M.DREYFUSS et M.GOTTIS: 1947). Plus délicat a été le choix du
tracé des axes, particulièrement pour les grandes entités. Ainsi
le dôme de Lédignan: les terrains berriasiens et le Tithonique
montent dans le horst de Logrian, mais en bordure de l'aire anti-
clinale, loin de former le noyau de celle-ci, il apparaît que
leur affleurement ne coïncident nullement avec la culmination
que l'on lit dans les couches sus-jacentes du Valanginien. Ail-
leurs l'allongement principal de quelques cuvettes synclinales
ne se fait pas (selon l'apparence des indications cartographiques,
du moins) en conformité avec l'orientation pyrénéo-provençale
prédominante en notre région et bien que celle-ci soit effecti-
vement représentée sur le terrain (les Rosiers, près d'Alès et
Sampzon, non loin de Vallon Pont-d'Arc). Pour le Causse de
Pompignan- Hortus et pour le bassin de St-Martin-de-Londres,

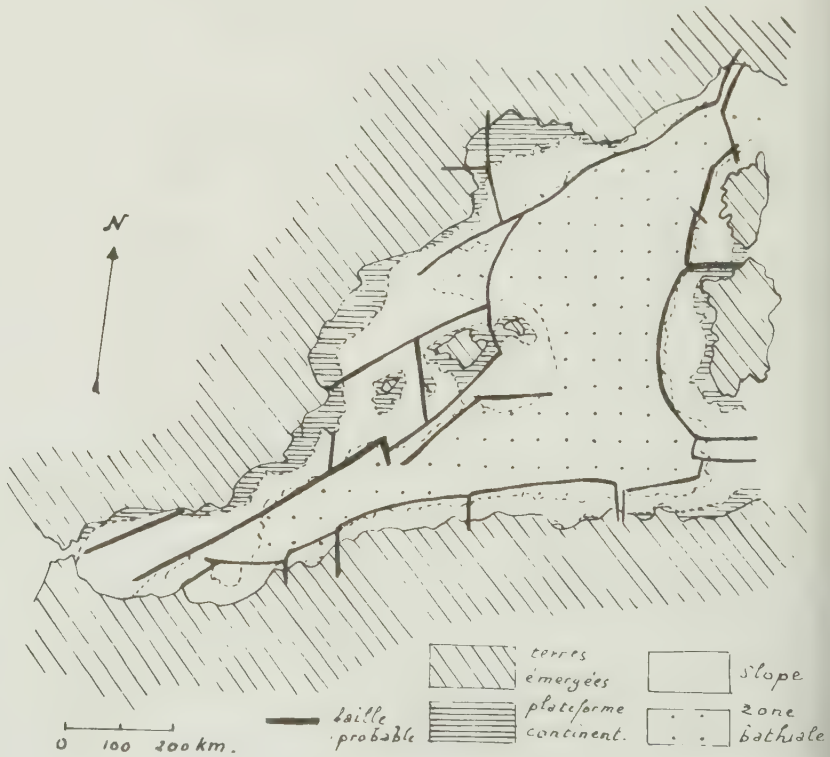
nous avons choisi une figure visant à suggérer l'emboîtement des deux cuvettes, celle des couches crétacées et celle des assises paléogènes, et, donc, la permanence de la synclise au cours des temps géologiques, aux ondulations de détail près, dont nous avons pu, néanmoins, partiellement tenir compte. Bref, en des cas semblables, notre souci quasi-pédagogique a été de faciliter au mieux la lecture des structures, sans trop nous éloigner d'une réalité complexe.

CARACTERES GENERAUX DU RESEAU STRUCTURAL LANGUEDOCIEN -IMPORTANCE MAJEURE ET APPARENCE DISCRETE DU PLISSEMENT PYRENEO-PROVENÇAL :

Le lecteur aura peut-être éprouvé quelque lassitude au long des lignes qui précèdent, à l'exposé des problèmes que nous avons rencontrés, à l'aveu de nos scrupules, comme à la définition et à la défense des solutions que nous avons cru devoir adopter. Nous pensons, cependant que pareille discussion n'était pas superflue et qu'il y trouvera un meilleur accès à notre essai graphique. Il convient, en effet, maintenant, de tirer, du point de vue de la structure, la leçon qui émane de la carte proposée.

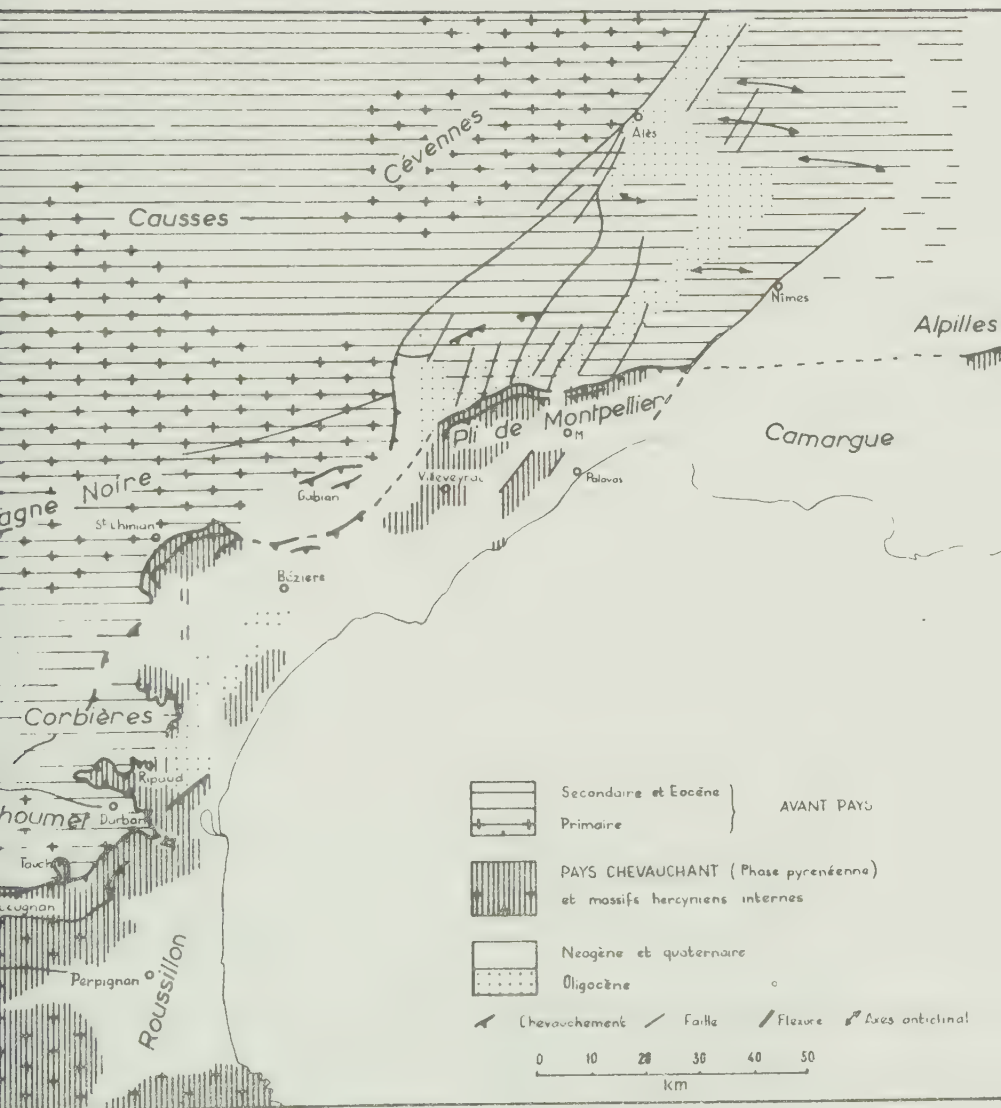
A considérer ce document dans son ensemble, l'influence de la direction pyrénéo-provençale, concernant plis et ondulations, s'affirme, dans toutes les régions de couverture sédimentaire, comme un fait majeur. Et, néanmoins, il faut, pour s'en persuader, un effort de lecture de l'image que nous en présentons. Cette remarque qui vaut aussi pour l'observation directe

*Le Golfe du Lion et la structure de
la Méditerranée occidentale .*



Inspiré de J. Bourcart.

Fig. 26 .



SCHEMA STRUCTURAL DU LANGUEDOC
d'après M. Mattauer et F. Proust légèrement modifié

sur le terrain s'applique tout particulièrement bien au Bas-Languedoc et plus encore dans le bassin des Causses. Ce n'est pas la question d'inadéquation de la légende: les signes proposés pour suggérer les axes de ployage des couches ne sont nullement plus ténus que la plupart de ceux avec lesquels ils sont juxtaposés (corniches à fort commandement mises à part). En réalité, cette discrétion ne tient pas à une impression illusoire, mais à la nature des choses. Plusieurs facteurs interviennent pour oblitérer quelque peu les axes de plissement.

A- L'orientation des structures plissées dans l'ensemble languedocien:

Et d'abord, leurs différences d'orientation mêmes. Sans doute, celles-ci sont mineures et ne perturbent que faiblement l'alignement d'ensemble de la chaîne. Cependant, les axes s'étirent de l'Ouest à l'Est dans la plus grande partie, des pré-Pyrénées et des Corbières Nord- occidentales; du Sud-Ouest au Nord-Est dans les Corbières orientales; de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est - Nord-Est, dans les structures, largement masquées par le voile des sédiments tertiaires et développées au niveau des terrains mésozoïques du Biterrois; pour reprendre, en gros, leur disposition initiale Ouest-Est, en pays de Montpellier (v. C. CORNET, 1972, fig. I, p.24).

B- Le plissement pyrénéo-provençal en Bas-Languedoc -Une chaîne ruinée :

1- Position des fronts de chevauchement sur des limites d'érosion :

Par ailleurs, la disposition des fronts de chevauchement dans les Corbières orientales, comme dans les pays de l'Aude, l'Arc de St-Chinian et jusqu'à la partie occidentale du Pli de Montpellier recoupe orthogonalement ou en oblique, selon les lieux, l'alignement des figures plissées. Ces fronts sont, bien évidemment, arrêtés sur des positions déterminées par l'érosion. Mais elles ne doivent rien au hasard. Si la mise en place des nappes et écaillés doit être comprise dans ses relations avec l'orogénèse pyrénéenne, il est facile de mettre en rapport les limites actuelles imposées par l'érosion aux unités alloctones, avec la surrection récente et d'ailleurs limitée du Menthoumet et de la Montagne Noire orientale, tandis que s'est effondré, en arrière, le pays narbonnais. L'influence des panneaux sous-jacents du socle hercynien est donc, ici, indirectement sensible. On ne s'en étonnera pas, si l'on veut bien se référer aux reconstitutions paléo-géographiques que nous avons avancées, dans le chapitre précédent, en exploitant les enseignements des faciès.

2-Le compartimentage des structures languedociennes, premier indice de l'influence, en surface, du jeu des panneaux du socle profond :

Bien que de tels panneaux demeurent profondément enfouis à l'Est de la vallée de l'Hérault, on peut encore en deviner approximativement les lignes de suture, non seulement au voisinage des abrupts des flancs inverses qui, au contraire des nappes étendues, n'ont guère reculé du fait de l'érosion (Pli de Mont-

pellier, St-Loup) et de la verticale desquels elles ne doivent guère sensiblement s'écarter, mais encore au droit des grandes lézardes qui recoupent orthogonalement ces plis. Le compartimentage caractéristique de notre relief, des Pyrénées au Rhône et au-delà, trouve son principe, sinon les modalités de sa mise en valeur, dans l'existence desdits panneaux. Du même coup, il apparaît nécessaire, dans la suite de ce développement, de poser avec soin le problème des rapports chronologiques des structures plissées pyrénéo-provençales avec les accidents transverses. Le quadrillage des accidents tectoniques est particulièrement démonstratif dans les Garrigues héraultaises de "l'Eperon" jurassique du Bas-Languedoc. L'influence du socle que les sondages situent beaucoup plus bas, est, sans doute, moins nette dans les Garrigues du Gard, entre le bassin d'Alès et les pays de la basse Cèze et de Pont-St-Esprit. Mais, sans nous attarder aux Grands Causses où le phénomène est depuis longtemps noté, citons encore, au Sud de l'Aude, dans les Corbières autochtones, la Montagne d'Alaric (A.F. de LAPPARENT, 1948 ; P. BRUNET, 1958), également hachée de failles transversales. Dans ces exemples, la trame des accidents cassants est beaucoup plus visible (nous entendons: sur la carte) que celle, pourtant manifeste, des plis. La lithologie intervient naturellement dans l'aptitude à subir et à transmettre les impulsions brisantes (respectivement, pour chacun des cas retenus dans ce paragraphe : Calcaires lithomique et dolomitique; Urgonien; calcaires à Alvéolines de l'Yprésien et calcaire Thanétien).

3 - La fragmentation de la chaîne pyrénéo-provençale :

Enfin, la continuité des alignements plissés est interrompue par des aires d'effondrement qui dessinent, entre les grandes masses de Garrigues, des golfes de plaines. On peut les grouper en plusieurs ensembles. Le premier est sub-littoral: 1)-Nord du Roussillon; 2) Narbonnais oriental et Biterrois ; 3)-basse plaine de l'Hérault; 4)-bas-pays montpelliérain que prolongent Lunellois, Vistrenque, Costière et Camargue. Le second forme des chapelets de dépressions intérieures, articulées sur les plaines sub-littorales : 1) Narbonnais de Lézignan; 2)-bassin d'Aniane et plaine moyenne de l'Hérault; plaines du Comtat, du Tricastin, de Montélimar et de Valence. On remarque leur utilisation par les grandes vallées. On peut y ajouter une troisième catégorie, formée de fossés plus ou moins isolés (plaine d'Alès, et ses dépendances; couloir de Montbazin-Gigean; fossé méridional de Narbonne, enfin, entre Clape et Chaîne de Fontfroide), réalisés en ambiance de distension et dans lesquels il a été proposé de voir des phénomènes " de soustraction tangentielle de couches profondes" (M.GOTTIS :1960-63).

4- Alignements significatifs et continuité souterraine -

Reconstitution de l'unité de la chaîne pyrénéo-provençale:

Quelques liaisons structurales concernant le bâti méso-zéïque, persistent, toutefois, au travers ou en marge de ces zones de plaines. Nous avons déjà rencontré le front chevauchant en diagonale qui court de Lézignan à Bize; une continuité souter-

raine des architectures plissées semble assurée au niveau des couches secondaires entre l'Arc de St-Chinian, le Pli de Montpellier et les Alpilles- sutures que notre carte a délibérément ignorées, son objet résidant en la représentation non des phénomènes profonds, mais des seuls phénomènes superficiels. Reste que l'alignement des unités à l'affleurement demeure significative. Notons encore les cas d'épigénie (aux dépens du pli de Donzère et de la faille de Roquemaure) qui témoignent à l'évidence, d'une rive du Rhône à l'autre, des liaisons entre les structures languedociennes et vivaraïses d'une part, provençales et préalpines, d'autre part.

C- Le plissement pyrénéo-provençal - Une ancienne chaîne réduite à des apparences de plateaux :

1 - Quelques reliefs isolés et vigoureux-Surrection récente ou témoins résiduels?

Plissements, au demeurant, souvent complexes et vigoureux. La complexité ressortit aux jeux des structures qui seront abordés plus loin. La vigueur apparaît quelquefois dans le commandement de sommets, sinon toujours isolés, du moins remarquables (écaïlle du Pech de Bugarach: 1230 mètres; flanc inverse du Pic St-Loup: 658 mètres; crêt du Guidon du Bouquet: 629 mètres) En règle générale, on peut la justifier par les données de la lithologie et les pendages, défavorables à une ablation rapide des masses rocheuses, quel que soit le système morphoclimatique, actuel ou révolu, qu'on envisage. Mais il ne serait pas déraisonnable, en particulier pour le St-Loup et pour le Bouquet, d'in-

voquer, en sus, un rejeu plus récent que la phase pyrénéo-provençale majeure: c'est le problème des rejeux pontiens abordé au chapitre précédent. On sait qu'en nos pays, le problème des éventuelles déformations récentes n'est pas indépendant de la question du gauchissement des surfaces: ils seront examinés ensemble.

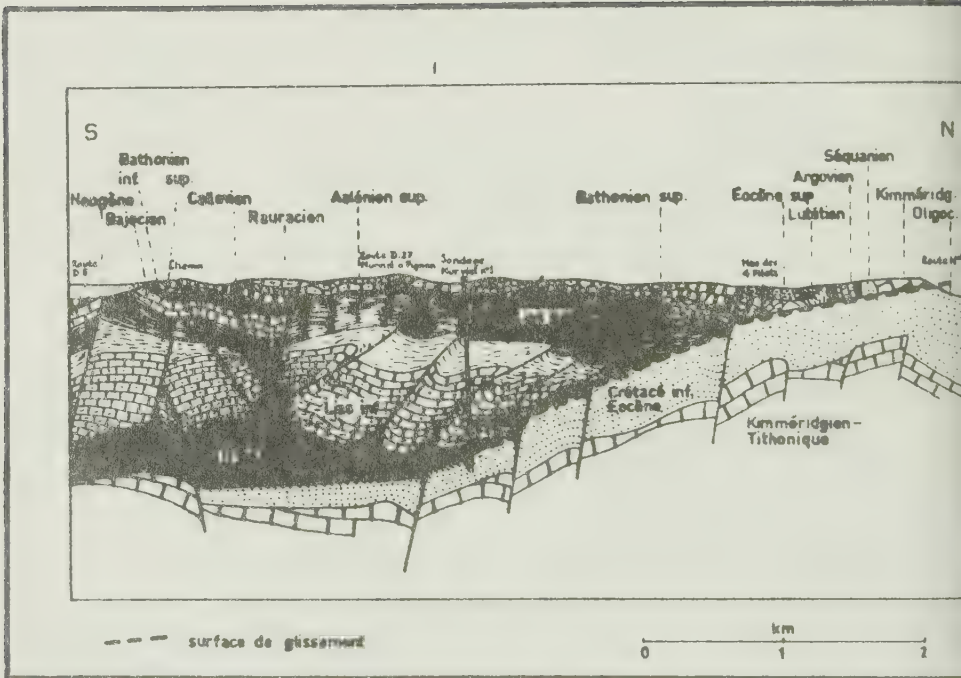
2 - Prédominance des formes lourdes :

a)- Reliefs structuraux massifs :

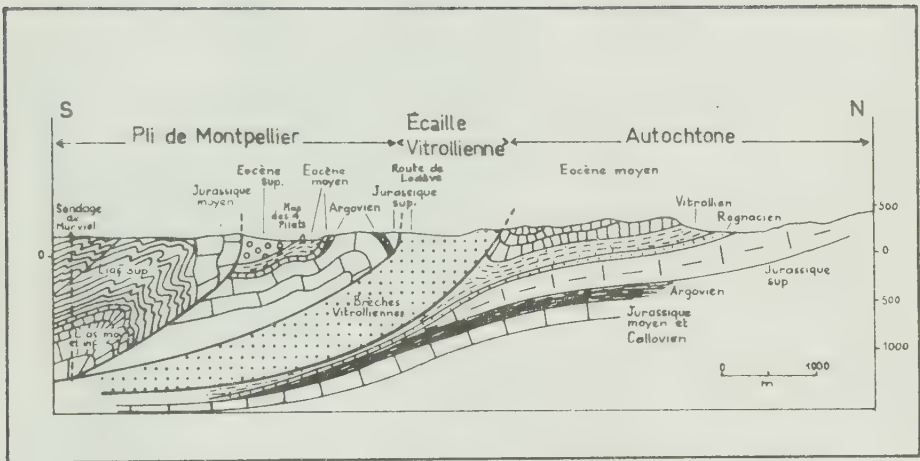
Rares sont cependant les reliefs aigus édifiés en cette couverture sédimentaire; l'on sait que la plupart de nos structures ont été la proie de l'érosion. Dans l'Alaric et la Clape, les contrastes lithologiques ont abouti à un véritable démaillotage des couches directrices : de la sorte, le relief est, à peu de choses près, structural (P. BRUNET : 1958) et l'ouverture des combes y offre des coupes, sinon simples, du moins aisées à déchiffrer à s'en tenir aux seuls horizons superficiels.

b)-Prédominance des plis nivelés- Contrastes entre l'effacement des topographies et la vigueur des structures:

Ailleurs (Corbières Sud-orientales, hautes et basses Garrigues du pays montpelliérain, Camp des Garrigues nîmois, plateaux de Lussan et de Valliguières) les plis ont été largement nivelés, aplanissements à partir desquels s'est réalisée l'inversion du relief. Même dans ce cas, il n'est pas inutile de souligner la vigueur structurale, que la topographie adoucie ne



Coupe Sud-Nord du PLI DE MONTPELLIER passant par le sondage de Murviel
D'après Gottis



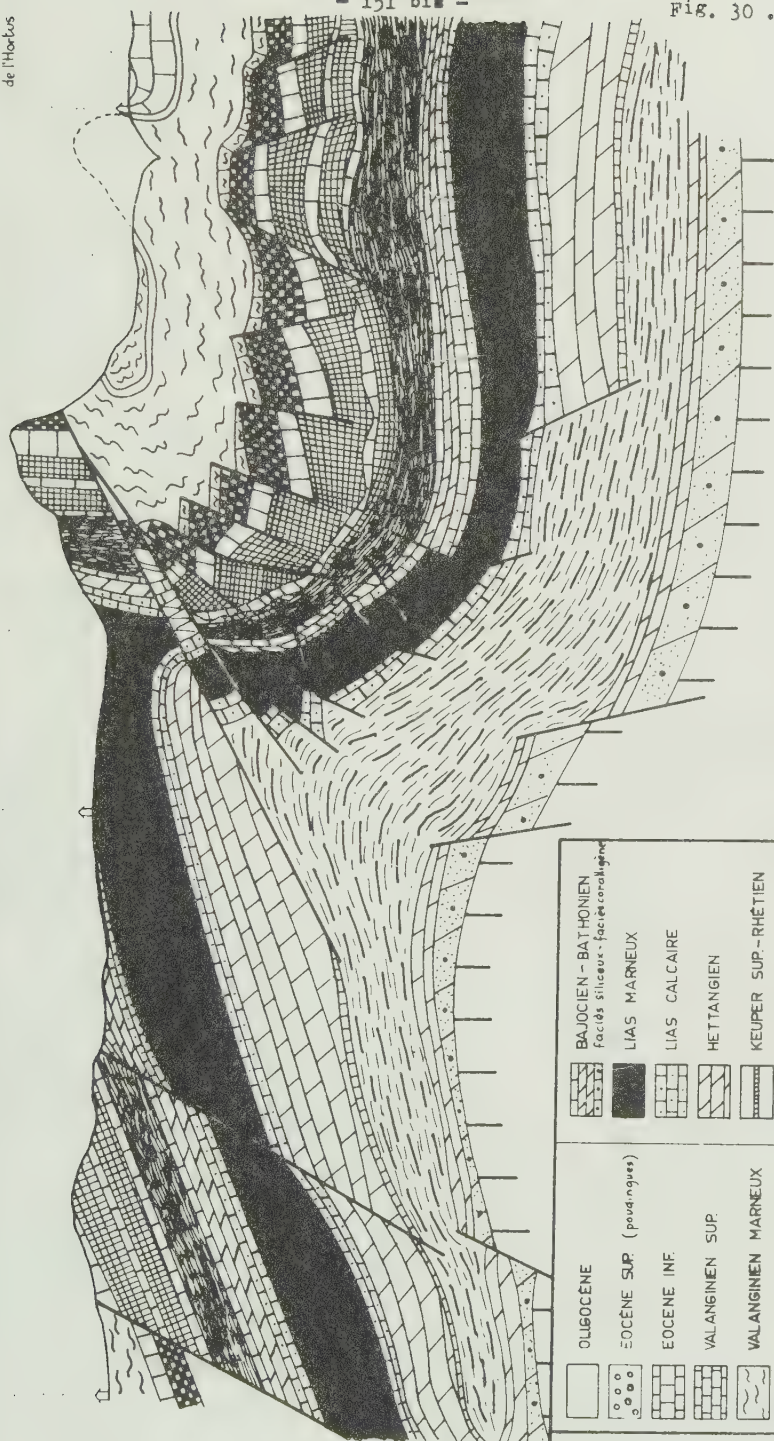
COUPE INTERPRETATIVE DU "PLI DE MONTPELLIER" d'après M. Matlauev
F. Proust

laissait pas prévoir et qu'attestent, au front des crêts ou au long des cluses, les pendages, toujours très supérieurs aux pentes et susceptibles d'excéder la verticale à l'occasion du développement de flancs inverses, particuliers à la partie Sud de notre domaine.

III - VARIÉTÉ SOUS-REGIONALE DES TYPES DE STRUCTURES EN BAS-LANGUEDOC :

A - Les types méridionaux -Extension des unités allochtones:

A la vigueur des structures plissées s'allie la variété de leurs types. Il suffira, ici, d'analyser et de commenter notre planche. Ainsi doivent être distingués les uns des autres: les longs synclinaux déversés des Pyrénées orientales (Forêt de Boucheville, synclinal de Maury, avec chevauchement de l'écaille anticlinale de Bugarach); l'ordonnance de trois types bien caractérisés autour du môle du Mouthoumet: au Sud et Sud-Ouest, les cuvettes d'ampleur moyenne de Couiza, Rennes-Bains et Soulatgé, les anticlinaux du Bézu et de la Montagne de Tauch; au Nord-Ouest, le système "autochtone" formé par le synclinal de Villeflaure qu'encadrent les anticlinaux de la Montagne d'Alaric et de Villar-en-Val; au Nord-Est et à l'Est, l'unité complexe allochtone des corbières orientales à laquelle on doit rattacher la Clape, avec ses fronts de chevauchement de tracés capricieux et ses fenêtres; le style chevauchant se poursuit dans l'Arc de St-Chinian dont le nivellement ne peut cacher le caractère extrêmement serré (F. ELLENBERGER: 1959, 1967); au-

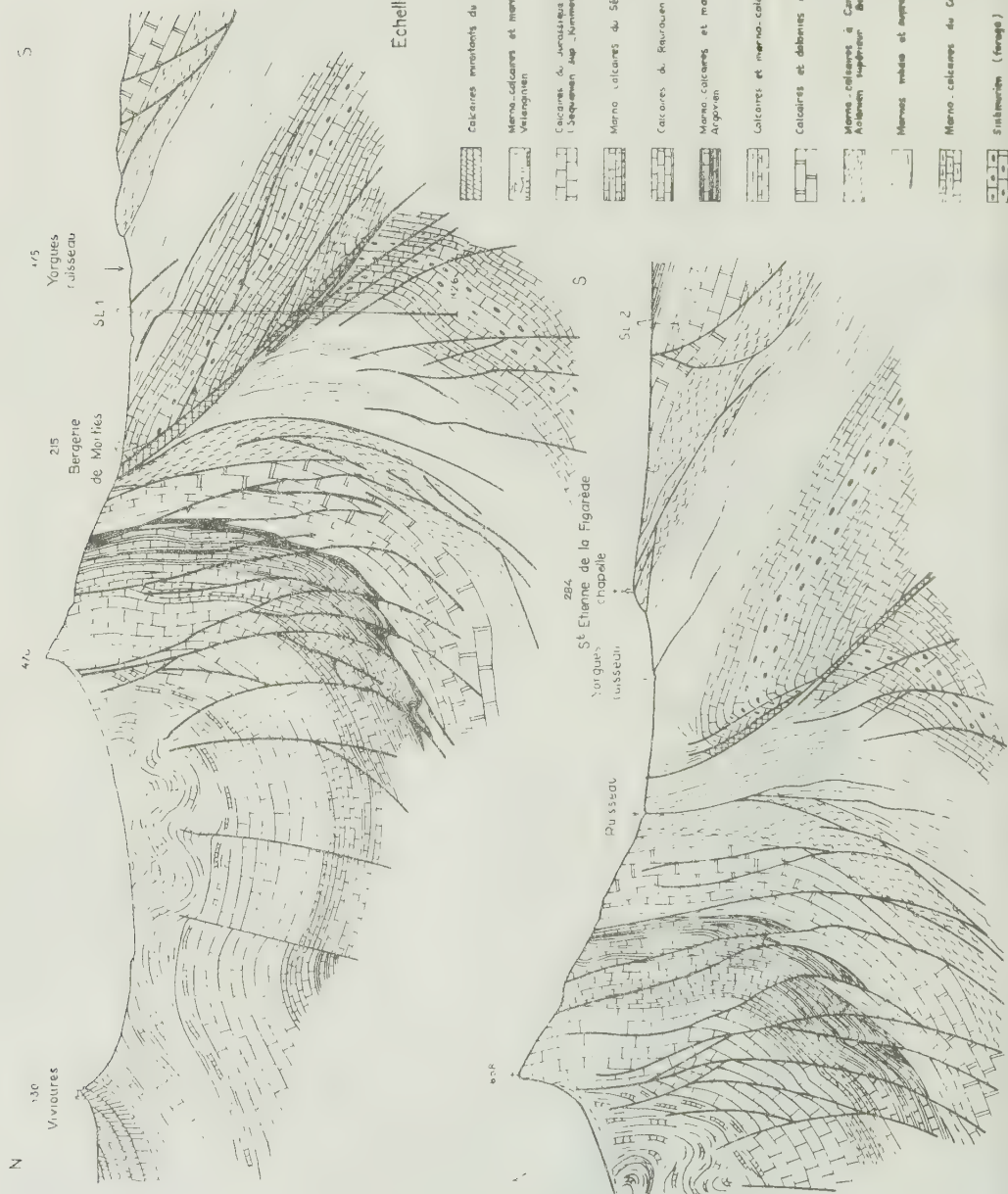


COUPE SEMI-THÉORIQUE DU PIC S^T. LOUP

d'après M. Gauthier

	OLIGOCÈNE		BAJOCIEN - BATHONIEN faciès siliceux - faciès coralligène
	ÉOCÈNE SUP. (poudingues)		LIAS MARNEUX
	ÉOCÈNE INF.		LIAS CALCAIRE
	VALANGINIEN SUP.		HETTANGIEN
	VALANGINIEN MARNEUX		KEUPER SUP. - RHÉTIEN
	BERRIASIEN		KEUPER
	KIMMÉRIDGIEN-TITHONIQUE faciès coralligène		MUSCHELKALK SUP.
	RAUPACIEN - SEQUANIEN		GRÈS BIGARRÉS
	CALDOVIEN - ARGŒVIEN		SOCLE

CONTACT ANOMAL



delà des petits pointements mésozoïques du Nord du Biterrois où les transformations cataclastiques subies par la roche témoignent des frictions éprouvées au contact du socle de la Montagne Noire orientale, par l'intermédiaire d'une très mince semelle de Trias, le système Gardiole-pli de Montpellier appartient au même type.

B- Les types du domaine moyen :

1- Atténuation des phénomènes de déversement :

Au Nord de cette dernière unité, les hautes Garrigues de l'Hérault ne montrent plus que des phénomènes de déversements modestes (pli de Viols-le-Fort, St-Loup) et le quadrillage des failles prend une importance égale à la succession des plis.

2- Horsts jurassiques en terrain crétacé :

Dans la partie orientale de ce domaine, au coeur des terrains du Crétacé inférieur, des horsts jurassiques surgissent dont l'exemple le plus notable est le bloc monoclinal du Coutach : on sait, par sondages, que les failles qui les limitent, vers l'Orient, sont courbes et traduisent une tendance au déplacement d'Ouest en Est (M.GOTTIS : 1957, 1964) dont nous dirons, en bonne place, les causes probables.

3- Dônes et gouttières :

En terrain calcaréo-marneux, de part et d'autre du méridien de Sommières, correspondant à de larges affleurements

et à de grandes puissances de ces faciès, s'étend un système de dômes et de cuvettes (gouttière de Sommières, dôme de Lédignan, anticlinorium de la Vaunage- l'inversion de relief étant plus spectaculaire pour celui-ci que pour celui-là).

Dans les Gras méridionaux, et pour des formations en partie comparables, le lourd anticlinal des Avélas sépare les grandes cuvettes de Berrias et de St-Paul-le-Jeune. Plus au Nord, le dôme de Valvignères présente une semblable ampleur.

4- Les plis réguliers de l'Urgonien :

Il n'en va pas ainsi dans les formations urgoniennes en bordure des pays rhodaniens, tant dans le Nord du Gard qu'en Ardèche; le système plissé y devient moins complexe; les fortes voûtes anticlinales surbaissées et les gouttières synclinales relativement plus étroites et profondes s'y rapprochent quelque peu d'un style déjectif. De part et d'autre du fossé d'Alès, il est possible de tenter un raccordement des axes plissés d'orientation Ouest-Est.

C- Types structuraux au contact du Massif Central:

1- Le style des hautes Garrigues de l'Hérault:

De même, au Nord et à l'Ouest de la large cuvette du Causse de Pompignan St-Martin-de-Londres, le ploiement des couches se poursuit, avec l'alternance logique des mouvements anticlinaux et synclinaux. Mais des complications nouvelles apparaissent qui font l'originalité du synclinal- fossé de la Séranne, perché par inversion du relief; du vaste anticlinal du Pays de

Allure des structures pyrénéennes du Languedoc

Dans le secteur oriental, noter : a) : Les plis.
b) : les failles "encoulisse".

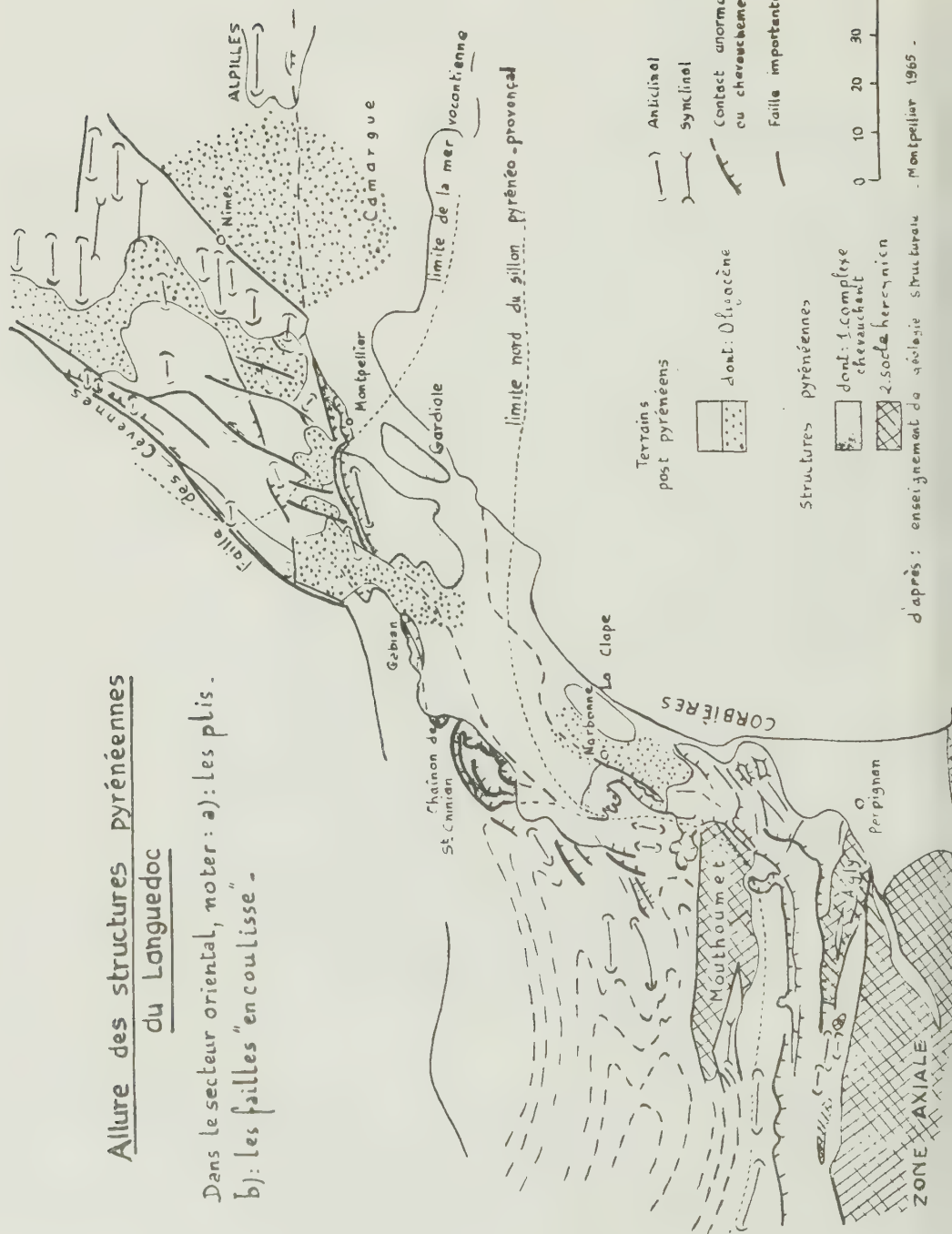


Fig. 34 .

Terrains post pyrénéens

Donc: 1. Complexe chevauchant
2. Socle hercynien

Structures pyrénéennes

Anticlinal
Synclinal
Contact anormal ou chevauchement
Faille importante

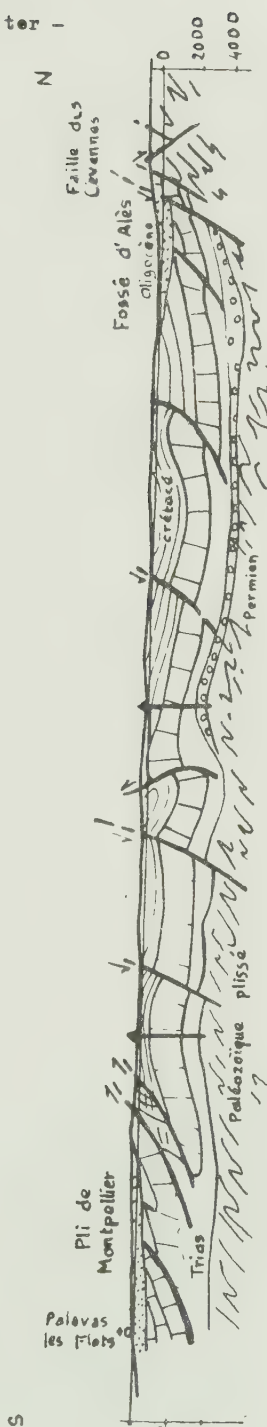
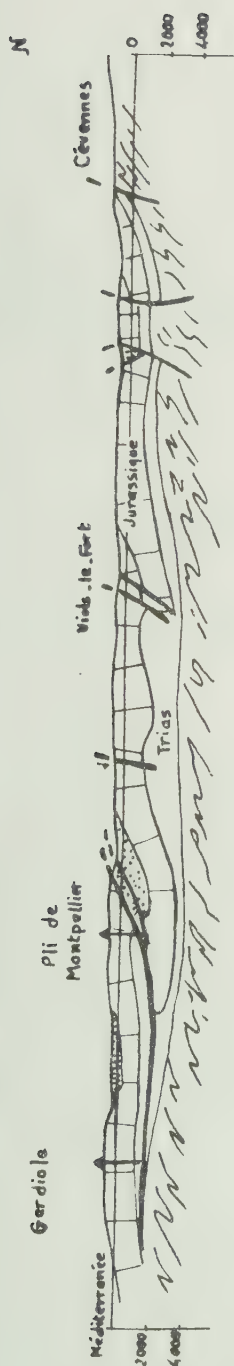
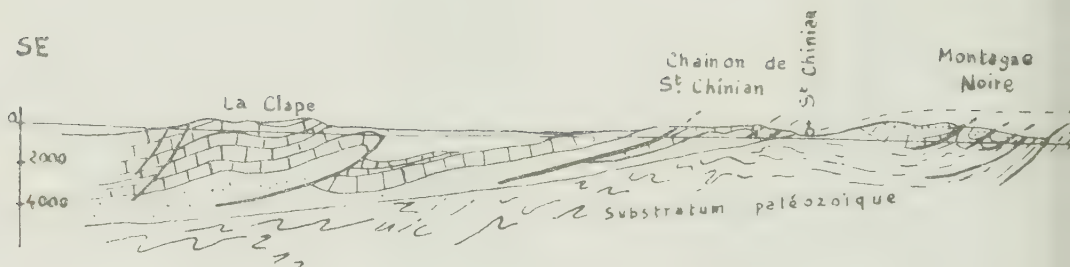


Fig. 35 .

d'après : enseignement de Géologie Structurale - Montpellier - 1965 .

Coupes du Languedoc





COUPE DU LANGUEDOC OCCIDENTAL

0 5 10 Km.

d'après: enseignement de Géologie structurale . Montpellier. 196

Comme il est normal, dans cette zone de bordure, le plissement pyrénéo-provençal interfère avec des influences du socle. Au contraire de ce qui s'est passé en Vaunage, en Garrigues de Nîmes et d'Uzès dont la sédimentation mésozoïque est puissante d'environ 4000 mètres, il n'a pu se développer librement, ici, en raison de l'amincissement des faciès péri-cévenols et des lacunes affectant les couches sédimentaires. Or, au Sud-Est de la faille de Corconne, et au Nord du pli de Montpellier, espace où nous avons pu décrire des mouvements anticlinaux et synclinaux relativement amples et réguliers, on a estimé à 10 kilomètres, environ, le raccourcissement des couches, dans un axe méridien (avec tendance à l'élongation dans l'axe orthogonal), du fait de la poussée pyrénéenne. Au Nord-Ouest, les ondulations des couches s'avèrent subordonnées à de grandes failles verticales qui ont joué syntectoniquement en dislocations de décrochement: "ceux-ci sont sénestres pour les secteurs Nord-Est à Est-Nord-Est et dextres pour les secteurs Nord Nord-Ouest et Ouest Nord-Ouest" (F. ARTHAUD et M. MATTAUER, 1969, pp. 290-291). Ils dénoncent un mouvement "en coulisse", déplaçant les compartiments successifs vers le Nord; cette disposition est bien visible dans le pli de Viols-le-Fort, l'anticlinal de St-Just, sur le Causse de Montdardier et en zone sous-cévenole de Ganges, St-Hippolyte-du-Fort, Anduze et Alès. Par là apparaît, en quelque sorte "racheté" le raccourcissement décakilométrique, réalisé dans le secteur oriental, sous la forme de plis assez bien venus dont le secteur occidental se trouve incapable de reproduire le

Fig. 37.

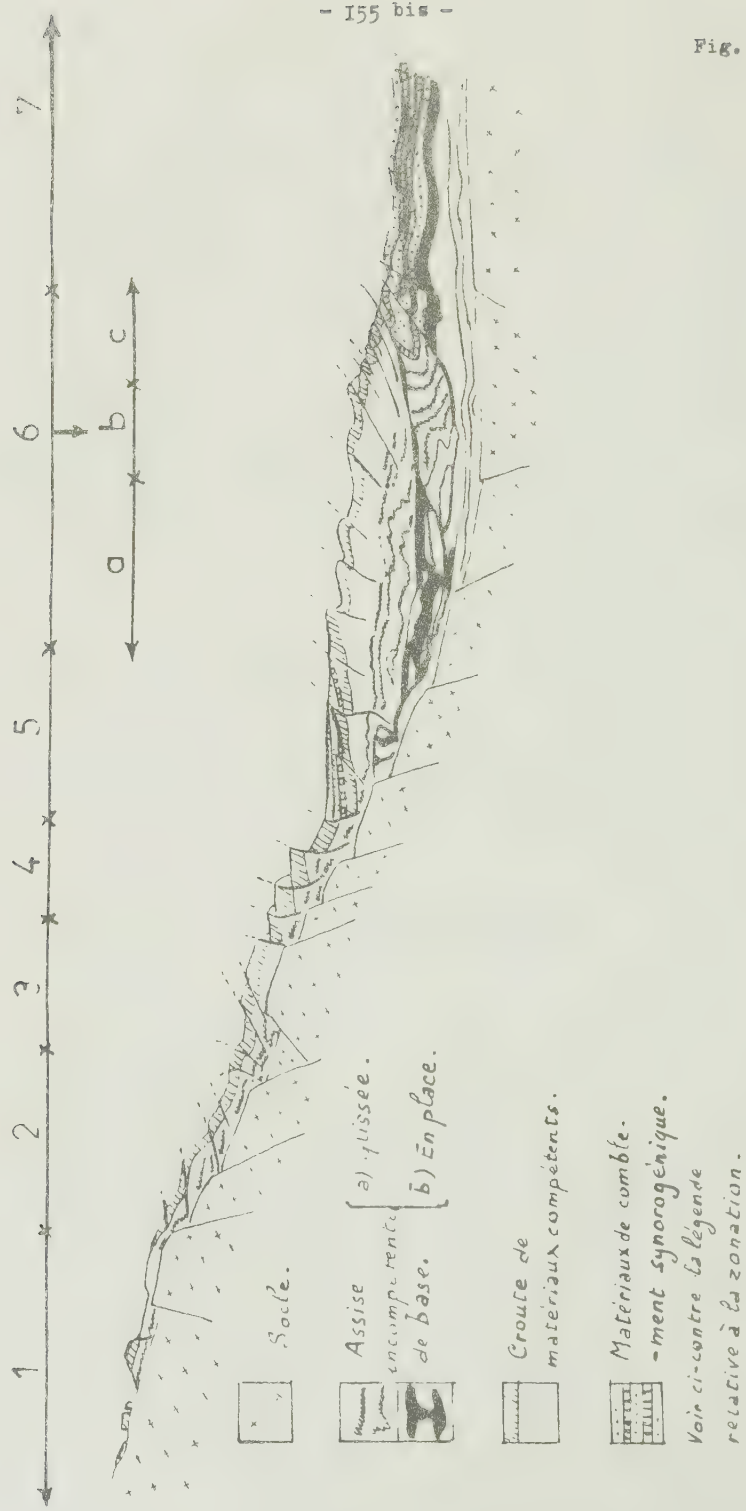


Image théorique d'une section glissée -

d'après M. Gotté

ZONATION DANS UNE SECTION GLISSEE

- 1- Zone d'affleurements discontinus de la couverture.
- 2- Zone d'étirement avec rabotage basal et failles directes peu inclinées sur l'horizontale.
- 3- Zone de voussoir surbaissé; couverture fortement rabotée et ancrée secondairement.
- 4- Niches d'arrachement avec failles contraires antithétiques.
- 5- Fossé empli de matériaux récents, généralement inclinés vers le voussoir amont et reposant sur un "substrat" bréchique.
- 6- Pays chevauchant:
 - a)-:Zone de plis arqués, progressivement dissymétriques et chevauchant vers l'extérieur de l'arc.
 - b)-:Zone à fausse apparence d'enracinement.
 - c)-:Zone d'écailles fortement imbriquées.
- 7- Zone de "bassin" à matériaux pré ou syntectoniques; décroissance progressive de l'intensité du plissement à partir de la zone frontale du chevauchement.

modèle, faute d'une couverture assez puissante, au-dessus d'un substrat hercynien trop proche. Mais, si leur importance cumulative peut être, ainsi, établie globalement et indirectement, il n'y a pas de moyen de fixer la valeur de chaque décrochement pris individuellement, faute de repères locaux. F. ARTHAUD et M. MATTAUER (ibid.) n'en démontrent pas moins la réalité, se fondant sur des observations micro-tectoniques: stries de friction sub-horizontales aux lèvres des dislocations (versant Sud-Est de la Séranne, région de St-Hippolyte-du-Fort, Nord-Est de Ganges); plis apparaissant le long des décrochements et seulement à leur proximité, orientés, en général Ouest-Est et disposés en échelons (Vissec, Viols-le-Fort); sans oublier les "crochons" à axe subvertical, le long des accidents. Il est probable que certaines de ces failles, comme nous essaierons de l'établir, sont antérieures aux crises pyrénéo-provençales qui se sont contentées de les ranimer en décrochement. Beaucoup rejoueront en détente à l'Oligocène et quelques unes probablement encore au Pontien. (1)

b)-Disharmonie et glissements locaux:

En effet, en zone sous-cévenole, le facteur de complexité le plus original paraît être l'interférence du système plissé avec la surrection ultérieure de la dorsale, sous la forme d'un mouvement à moyen rayon de courbure, en fonction duquel se seraient produits, peut être avec un léger retard, des glissements limités de la couverture, au niveau des divers "matelas"

marneux (faciès "lagunaire" du Trias moyen de type "germanique,

(1)-L'étude de détail montrera que l'antériorité des failles principales, puis leurs rejeux tardifs, encadrant, en quelque sorte, les phases pyrénéo-provençales où elles sont d'ailleurs impliquées est un fait assez général, en Bas-Languedoc.

marnes du Jurassique et de l'Infra-Crétacé -M.GOTTIS, 1957,1964
A.BERNARD, 1958). Remarquons, au passage, que la notion de glissement ou de tectonique de gravité n'étant pas liée à l'apparition d'un "stress" momentané, plus ou moins complètement éliminé au cours d'une crise datable, mais subordonnée à l'existence d'une pente de l'interface discordante socle-couverture et au jeu de la pesanteur, force permanente, l'hypothèse d'un certain décalage exprimée ci-dessus doit être prise en considération. Quoiqu'il en soit, c'est dans le jeu de la dorsale cévenole qu'il faut rechercher, et à son voisinage, l'explication des giclées de Trias gypseux, des décollements de couches au contact des marnes et du calcaire, du coffrage léger de certaines voûtes anticlinales (Buèges) à l'enveloppe formée de gros bancs diacласés, en contraste avec les effets de "bourrage" enregistrés au niveau des strates subordonnées à petits lits, cause de fréquentes disharmonies. A une échelle différente, l'opposition entre les deux flancs de la combe de Lussan, montrant, à l'Ouest le Guidon du Bouquet et des plateaux bien nivelés, à l'Est; les failles courbes des horsts jurassiques précités dont le Coutach offre le modèle, seraient justiciables de la même explication.

D- Comparaison avec la structure des Grands Causses:

La violence des déformations plissées est moindre dans les Grands Causses où les effets de décollement ne semblent pas avoir un rôle important. Cela ne veut pas dire que les tectoniques "pyrénéenne" et "cévenole" ont pu s'y développer en toute

liberté: les "brays" du Larzac méridional et occidental (les Rives St-Félix-de-l'Héras; Cornus; "reculée" du Cernon) sont ancrés sur des failles dont le prolongement se retrouve dans le socle; M.D.RAULT (1968) décrit les failles normales dues à "l'extension oligocène" comme guidées par "le talus liasique", expression de l'irrégularité de puissance remontant à la sédimentation de cet étage (p.318-319).

IV- LES COMPOSANTES DU RESEAU STRUCTURAL LANGUEDOCIEN :

A- Des facteurs de diversification additionnels :

1- La lithologie - 2) L'intensité du diastrophisme néogène.

En somme, on peut admettre que , très normalement, l'influence de l'orogénèse pyrénéenne s'atténue du Sud vers le Nord, tandis que celle des jeux du socle augmente de l'Est vers l'Ouest. Mais deux facteurs privent ces variations d'intensité du mouvement tangentiel, d'une part, d'altitude dans la dénivellation verticale des blocs, d'autre part, d'un caractère trop régulièrement systématique et commandent aux styles sous-régionaux: ce sont, d'un côté, la lithologie qui détermine la compétence des couches soumises au stress ou à la sollicitation de la gravité et, d'un autre côté, l'intervention que l'on peut déjà soupçonner, des déformations tardives (diastrophisme néogène et néo-tectonique quaternaire) dont les sens et les domaines d'application ne peuvent faire de doute (déformation positive de la bordure cévenole et des pré-Pyrénées; déformations négatives en bordure du Golfe du Lion).

B - Les composantes principales:

1)- Le plissement pyrénéo-provençal en Bas-Languedoc, essentiellement jeu de la couverture :

A prendre les choses dans leur ensemble, la tectonique plissée dont nous exceptons évidemment les voussoirs des plis de fond, à peine plus souples lorsque le socle lui-même est formé de terrains sédimentaires, intéresse essentiellement les couches post-hercyniennes. Il s'agit donc, majoritairement, d'un phénomène de couverture, favorisé, on l'a vu, par les divers niveaux marneux et, notamment, ceux du Trias moyen, souvent gypsifère .

2)- Les réactions du socle profond :

Mais l'indépendance de cette couverture n'est pas complète: d'une part, en effet, le Trias inférieur gréseux demeure plaqué sur les panneaux du socle et suit leur sort; d'autre part, il y a lieu de supposer des points d'ancrage, sans doute assez nombreux (cf. Gardiole, selon M. GOTTIS); et, enfin, les grandes unités du substrat hercynien transparaissent, en quelque sorte, jusqu'à la surface, dans la mosaïque même des régions naturelles qui ont été évoquées ci-dessus.

3)- Relations des failles et des plis :

Les relations mutuelles des failles et des plis nous paraissent, du reste, significatives .

a)-L'exemple des failles de Corconne et des Matelles:

L'alignement des accidents de Corconne- Les Matelles est particulièrement intéressant. Il interrompt brutalement, à l'Est, la retombée péri-anticlinale du St-Loup. Toutefois, les dispositions des terrains plissés sont différentes de part et d'autre de la faille. On est donc en droit de supposer qu'il s'agit pour le moins d'une "coulisse" syntectonique d'un type proche de celles que nous avons décrites plus haut (d'après A.ARTHAUD et M.MATTAUER, 1969), et, plus vraisemblablement encore, concernant des failles en relai de cette importance, de dislocations antérieures au plissement pyrénéo-provençal. En tout cas, elles correspondent à une ligne de faiblesse profonde qu'une paléogéographie relativement ancienne permet de soupçonner: là s'est en effet trouvé fixé, un temps, le talus continental de la mer au Valanginien, comme en témoignent les figures de sédifluction visibles à l'Ouest immédiat de Valflaunès, au flanc du Pech Sabatier, le long de la route D.1e., figures caractéristiques de l'instabilité des dépôts encore frais sur la déclivité du slope: une fois encore, il apparaît que de tels accidents ne se localisent pas au hasard et qu'on peut leur trouver des antécédents. Or, syntectonique ou anté-tectonique, par référence à la chaîne pyrénéo-provençale, notre système de failles a rejoué depuis, en détente, au Stampien: le prouve la brèche des Matelles. Et sans doute a-t-il fonctionné, derechef, au Pontien, en dénivellant la surface d'érosion du Causse de Pompignan (C.CORNET, 1972) Plus au Sud, subordonné au même alignement, le synclinal de St-Gély, dissymétrique et d'orientation méridienne paraît bien

s'être ployé au cours des diverses étapes des rejeux de l'accident des Matelles.

b)-L'exemple des failles transversales de la Montagne d'Alaric- La faille de Moux:

Les fréquentes récurrences de l'activité des failles majeures ne sont pas propres au pays montpelliérain. Les Corbières autochtones sont intéressantes à ce sujet. Ainsi, la Montagne d'Alaric est recoupée transversalement par les accidents de Pradelles et de Moux qui semblent bien être anté ou syn-tectoniques, décalant légèrement les structures anticlinales dont les images diffèrent quelque peu dans chacun des trois compartiments ainsi séparés. La faille de Moux, particulièrement, intéresse le socle, faisant affleurer, à l'Est immédiat du Signal d'Alaric, le Dévonien Dinantien. En exploitant l'existence et la composition d'une brèche à ciment rouge, liée à l'accident et sise au Mourel des Mouches à 1 500 mètres au Nord-Ouest de Camplong, F. ELLENBERGER et N. GOTTIS (1967) lui accordent 200 mètres de rejet pliocène.

4- Combinaison des tectoniques du socle et de la couverture

Nous avons déjà noté d'autres exemples d'accidents passant du socle dans la couverture et, au niveau de cette dernière, il est plus que vraisemblable que les failles majeures, visibles seulement en surface, correspondent à peu de choses près, aux limites des claveaux profonds. L'on est donc tenté d'en induire la proposition suivante: avant et après l'orogénèse pyrénéenne, elle-même créatrice d'une tectonique de couverture, partout du moins où celle-ci s'est montrée assez puissante,

aurait régné une tectonique de socle, sous les deux espèces de crises brisantes et d'amples et lentes pulsations épirogéniques, les quelques rejeux anticlinaux ou synclinaux, plus haut signalés, n'étant que des phénomènes relativement isolés et mineurs, à l'échelle régionale. C'est, rappelons-le, l'enseignement que nous avons cru pouvoir tirer, dans un développement précédent, de l'analyse des faciès sédimentaires, considérés dans leur succession stratigraphique.

5 -Chronologie tectonique -Le problème des mouvements récents:

Il est donc inutile de revenir, en détail, sur la chronologie, tant des mouvements prémonitoires pyrénéens que pour le jeu de la dorsale cévenole et des divers hauts fonds qui la flanquent, à partir du Lias. Il suffira, par ailleurs, de rappeler à la fin des temps crétacés et au début de l'ère tertiaire, l'existence généralisée d'une phase de plissements, sans doute assez simples, repris au Bartonien par la crise pyrénéo-provençale majeure, génératrice de chevauchements et dont d'ultimes effets ont pu, à titre apparemment très exceptionnel et sur un plan local, se prolonger jusqu'à intéresser des couches de l'Oligocène inférieur. Rappelons encore, au Stampo-Aquitaniien, la période de fracturations qui accompagne une phase décisive de la surrection des Cévennes et les premiers effondrements du Golfe du Lion.

a)-Renversement de la pente régionale d'ensemble
et phénomènes de distension:

Par contre, nous ne saurions trop souligner ce fait, prenant le risque de nous répéter: qu'avec le retour à la tectonique de socle qui succède à la crise pyrénéo-provençale, se dessine un changement fondamental dans le régime des tensions: le passage de la compression à la détente. Il prélude au renversement des pentes vers la Méditerranée. Nous avons noté les sondages indirects de "la Planasse" qui apportent une confirmation à cette manière de voir. Une nouvelle paléo-géographie, débutant à l'Oligocène, s'impose donc dans le bas pays, cependant que se hausse la Cévenne.

b)-L'exemple de la tectonique provençale au Néogène:

Le renversement des pentes est probablement progressif dans son ensemble, mais non sans crises momentanées d'accélération; bien que la mer aquitanienne ait déjà poussé une offensive vers le Pli de Montpellier, non loin du méridien de cette ville, il n'est pas sûr que des reliefs n'aient pas subsisté quelque temps, là où s'étend aujourd'hui la Méditerranée; on se souvient, en effet, que les travaux de C.CORNET (1959, 1961, 1963, 1965, 1968, 1969) ont montré, au-delà du Rhône, que des "réseaux" fluviatiles s'inclinaient encore, durant le Miocène, vers le golfe durancien, héritier rétréci de la mer péri-alpine. C'est avec l'épisode pontien, géologiquement bref, puis la "révolution" pliocène de J.BOURCART (1960-63), cependant que se haussent les Alpes, que la Méditerranée se rapproche de son dessin actuel et

que le mouvement de bascule achève de s'affirmer.

c)-Jeux de panneaux de socle et réactions de la couverture dans les mouvements récents:

La combinaison des déformations d'ensemble et du jeu des failles de distension doit suffire, à notre sens, pour rendre compte, par décalage des panneaux du socle et réaction d'une couverture sédimentaire, ici décollée, là demeurée ancrée, d'une série de phénomènes à valeur de rajustements qui, localement et paradoxalement, paraissent réintroduire des effets de compression: venue du Trias plastique au long de son plan et complexité du tracé de détail de la faille d'Anduze (M.SEGURET et F.PROUST, 1965), failles de décrochement Ouest-Est (Combas), failles normales se courbant en profondeur (Coutach) et, plus généralement, accentuation des signes de stress orienté au Sud-Est (1), en Bas-Languedoc (P.LEMPERIERE et H.GONORD, 1966), à l'Ouest, dans le bassin des Causses (M.D.RAULT, 1968), avec un possible décalage chronologique entre le jeu de failles de détente et les figures de déplacements disharmoniques de la couverture. Les rejeux pontiens de quelques axes plissés nous paraissent relever de la même explication.

C- Directions dites "pré-pyrénéennes" et directions dites "alpines"

Multiplicité des directions tectoniques anciennement représentées dans le socle:

Ainsi, beaucoup d'accidents, perpendiculaires à la poussée tangentielle venue du Sud, ont évolué, au Bartonien,

en chevauchements ou en failles inverses. D'autres, obliques

(1)-Cette orientation aberrante de la "poussée", propre au Nord-Est montpelliérain et au secteur du Bois de Paris, y avait déjà marqué la crise pyrénéo-provençale, sans doute en conséquence des faiblesses induites par la glyptogenèse, en style morphotectonique polyphasé (J.P.PUECH, 1963).

(Sud-Ouest, Nord-Est), ont alors favorisé des décrochements transverses, compliquant et diversifiant les structures plissées. Il est donc assez légitime de désigner les uns et les autres comme "pyrénéens". Une partie des derniers accidents, cependant, ainsi que des grandes failles sécantes par rapport aux axes pyrénéo-provençaux (faille des Cévennes, de Corconne, des Matelles, faille-flexure de Nîmes) appartiennent à la tectonique stampien-ne et post-stampienne de détente, avec subsidence (et rejets compensateurs), cependant que s'élèvent les voussoirs du socle. Cette catégorie d'accidents a été quelquefois affectée de l'épithète "alpins". Cela ne peut avoir d'autre sens que chronologique. En Provence, pourtant proche des Alpes, C. CORNET (1963) a montré que la crise oligocène comportait une importante réaction du substrat hercynien. A plus forte raison, en Languedoc, trouverions-nous plus judicieux que soit clairement mis l'accent sur la tectonique de socle et que de tels accidents soient définis "cévenols", ou "sub-cévenols".

Il convient d'ailleurs de n'être pas dupe de ces expressions qui ne visent qu'à définir une phase d'activité principale. Toutes les directions tectoniques sont représentées, et anciennement représentées, dans les accidents cassants du socle hercynien où un nombre limité de failles ont seules rejoué au Tertiaire. Et il a pu être démontré que les grands accidents d'Aumont-Aubrac et de Villefort (sub-méridiens) sont un très ancien héritage anté-hercynien. Sans doute hercynienne, mais d'évolution complexe est la faille Ouest-Est du Goulet, d'abord

effondrant sa lèvre méridionale(où les schistes "épimétamorphiques" sont conservés), avant de rejouer de façon telle que ce bloc Sud, désormais soulevé, ne crée un vigoureux relief, venant dominer le bloc septentrional, mais postérieurement au dépôt du Lias qui y recouvre, en discordance, des micaschistes plus profonds. Pour le granite de la Margeride, il s'agit, fréquemment, de faiblesses apparues dans le batholite, au moment où s'achève sa mise en place et que soulignent des granulites ou autres venues tardives d'acidité accrue, par exemple, au champ de failles de Grandrieu aux directions multiples (P.LAPADUHARGUES , 1947). Un peu au Sud, sur les marges du bassin des Causses, ce sont des filons de quartz, montés du socle, qui arment le Lias inférieur transgressif, montrant, par le fait même, le caractère tardif des ultimes activités magmatiques. Quant aux barytes minéralisant des accidents entre Bédarieux et Lamalou-les-Bains, elles seraient beaucoup plus récentes, datées par "les phases majeures de l'orogénèse pyrénéo-alpine" (J.AVIAS, H.GONORD et P.LEMPERIERE, 1965). Bien entendu, il n'a pas toujours été possible de rendre les plus menus de ces détails, à l'échelle du 1/750 000ème. Nous avons pourtant tenu, dans la mesure du lisible, à figurer, là où elle affleurerait, la marqueterie du socle hercynien, alors même qu'il s'agissait, le plus souvent, de failles "sans incidence sur le relief" actuel, parce qu'ainsi, on comprend mieux l'ordonnance du relief macro-structural des zones sédimentaires, sous-lesquelles, ce même socle, avec ses panneaux limités par le même type d'accidents, est enfoui.

CONCLUSION : Les trois domaines structuraux du Bas-Languedoc :

Si, au terme de cette analyse structurale, on revient à une perspective générale, en deçà des traits communément répandus, comme l'influence pyrénéenne, et au-delà des diversités sous-régionales, on pourra, s'inspirant de M.GOTTIS (1957, 1964), retrouver trois grands ensembles :

1)-Au Sud et Sud-Ouest, le pli de fond pyrénéen et, en avant de lui, le domaine pyrénéo-provençal proprement dit, partiellement charrié, presque toujours chevauchant, celui-là même qu'affectent, principalement au Sud-Est, les effondrements méditerranéens.

2)- Au Nord et Nord-Ouest, le socle du Massif Central, avec la dorsale cévenole et la Montagne Noire, de part et d'autre de laquelle s'ordonnent les Grands Causses mais aussi l'étroite bande de la couverture sous-cévenole, fortement tectonisée. C'est proprement une région de plateforme.

3)- Entre les deux, un domaine d'influence mixte, étendu de "l'Eperon jurassique" héraultais aux Gras aréchois, en passant par les Garrigues gardoises, où se mêlent la trame pyrénéenne et la tectonique de socle (même si celle-ci admet quelques cas de disharmonie au niveau de la couverture) dont les effets, juxtaposés dans cet espace, se sont appliqués, en gros, successivement dans le temps.

C'est dans les deux derniers domaines mais plus visiblement vers l'Ouest, que se sont développées les " coulisses", commandées par les failles de décrochement décrites par M. MATTAUER et F. ARTHAUD (1969), qui compensent, faute d'un développement harmonieux des plis, un raccourcissement insuffisant.

Au total, dès la fin des temps paléogènes, notre région a reçu ses lignes tectoniques générales, en forme de quadrillage, que l'érosion exploitera assez tardivement: d'où l'aspect compartimenté de nos paysages.

Mais cette mise en valeur intervient à partir d'un système de pentes renversées, tant pour le socle que pour la couverture, réalisé au Néogène et penchant vers la mer, non sans quelques déformations localisées diversifiant le mouvement d'ensemble.

Le problème du diastrophisme néogène suppose, pour être précisé davantage que soit connue la question des surfaces d'érosion; de même, la néo-tectonique quaternaire ne peut pas être séparée de l'étude des formes et dépôts de cette ère, puisque, en la matière, l'un des principaux indices est fourni par la déformation des unes et des autres.

CHAPITRE III

LES SURFACES D'APLANISSEMENT

Etant rappelées, dans les deux développements qui précèdent, les données de la lithologie et leurs implications paléogéographiques, d'une part, les principales dispositions structurales et leurs significations, d'autre part, il convient d'aborder les problèmes du modelé. Nous leur consacrerons ce chapitre et les deux suivants:

INTRODUCTION A L'ETUDE DU MODELÉ:

1-La morphologie climatique:

Ce domaine est plus particulièrement celui de la morphologie climatique. S'y opposent classiquement les formes d'érosion et celles d'accumulation; celles qui contribuent à la diversification du modelé et celles qui tendent à l'uniformiser.

a)-Formes d'érosion diversifiant le relief :

-Formes ressortissant à des climats chauds.

L'exemple des cuvettes d'érosion du granite altéré:

Parmi les formes diversifiant le relief, citons les cuvettes d'érosion du granite altéré. On se réfère généralement, à leur propos, à d'anciens climats chauds, de tendance sèche, sans doute attribuables à de courtes péjorations semi-arides survenues au Néogène(et plus probablement, à la fin du Néogène),

suivant de longues périodes humides. Du moins en est-il ainsi dans une phase initiale où la roche s'affaiblit tant du fait des brutales variations thermiques que de celui de brèves humectations (pluies, rosées), préparant la désagrégation granulaire. Car l'excavation des cuvettes paraît devoir être mis en rapport, en nos régions, avec le creusement vertical rapide de thalwegs dont les versants s'écartent et s'adoucissent simultanément. Les plus connues concernant le socle pyrénéen (P.BIROT, 1937): Quérigut, Escouloubre, Roquefort-de-Sault, Massanet-y-Cabrenys (Espagne), St-Pierre-la-Rivière (près de Foix). Mais, à bien des égards, le creux de Lasalle, dans le granite cévenol, offre des caractères semblables. La fragilité de cette dernière roche est encore avérée au Nord immédiat de la Montagne de la Fage, vers la commune de Cros (heureusement nommée), entre St-Hippolyte-du-Fort et St-Roman-de-Cadières. Enfin, sans que les cuvettes s'y montrent très nombreuses ou aient été aussi nettement évidées, la même "maladie tertiaire de la pierre" affecte le Sidobre et la Montagne Noire occidentale (Arfens).

-Formes ressortissant au froid quaternaire-L'exemple des cirques et auges glaciaires-Contraste entre Pyrénées et Massif Central:

D'autres formes ajoutant à la diversification des paysages, se rapportant sans conteste à des paléoclimats, sinon toujours aisés à situer chronologiquement, du moins bien caractérisés, évoquant le froid quaternaire. Pour la sculpture glaciaire, le contraste justifié par les différences d'altitude -

est bien connu entre les Pyrénées et le Massif Central. Les formes lourdes de la zone axiale pyrénéenne sont accidentées de cirques, certains prolongés par des auges, cirques fréquemment soulignés de lacs. Sur la carte d'ensemble, il a été possible de les représenter assez exhaustivement; pas de burinage de cette nature, en revanche, sur les plateaux du socle du Massif central, même les plus élevés, sans qu'on puisse exclure qu'ils aient porté des névés. L'existence de ces derniers est rendue probable par l'englacement de l'Aubrac, favorisé, il est vrai, par sa situation occidentale. De la sorte l'inefficacité d'éventuelles neiges ou glaces dans les massifs de l'Aigoual et du Lozère ne peut s'expliquer que par l'obstacle qu'ont apporté à l'écoulement de l'eau solide comme à l'efficacité de son travail, le défaut de pentes suffisantes et l'épaisse couche d'arènes des plateaux.

b)-Formes d'accumulation -Moraines et terrasses :

A ces formes d'érosion glaciaire correspondent naturellement les accumulations morainiques. Seules celles du Bès, d'ailleurs peu spectaculaires, doivent être mentionnées dans le Massif Central. N'ayant point de compétence de glaciologue, nous n'avons pas abordé, sur les marges extérieures du Bas-Languedoc méditerranéen, le problème de la datation de ces appareils modestes et confinés dans la masse montagneuse. Nous nous réservons de traiter dans un chapitre ultérieur du modelé périglaciaire, des terrasses et des glacis.

c)-Techniques cartographiques.L'opposition dialectique entre formes d'érosion et formes d'accumulation :

C'est cet ordre de phénomènes qu'exprime, dans le jeu des cartes superposées qui figure techniquement notre essai de reconstitution graphique de la morphogenèse, la planche des trames bicolores. Il n'aurait pas été impossible de l'imprimer sur le même papier qui combine déjà les indications lithostratigraphiques et structurales. Chaque signe de trame aurait alors exigé une "réserve" dans les plages occupées par les teintes à plat. Nous avons estimé préférable, en raison de l'échelle, de la présenter sur un transparent, facile à confronter avec la première partie de notre construction graphique.

En raison de l'emploi de deux couleurs sur ce transparent, le lecteur trouvera, en somme, regroupées en deux séries de signes, l'opposition dialectique des formes d'accumulation et des formes d'érosion.

d)-L'uniformisation du relief par les surfaces d'aplanissement:

Parmi ces dernières, les plus importantes concernant notre essai sont représentées bien évidemment par les surfaces d'aplanissement qui tendent, de façon si générale, à l'uniformisation des lignes d'horizon de nos paysages régionaux. Nous en avons noté l'importance et la multiplicité, tant dans la montagne que dans les bas plateaux et, trop souvent, les difficultés de datation- difficultés d'autant plus embarrassantes que les plus étendues d'entre elles ressortissent vraisemblablement à

l'action combinée de plusieurs systèmes morpho-climatiques successifs.

Le travail cartographique, tout autant que les nécessités de cet exposé, nous imposait de les classer, donc d'en reprendre l'examen dans son ensemble et, ainsi, de risquer et de défendre l'hypothèse à laquelle nous sommes parvenu à leur propos. C'est l'objet du présent chapitre.

2- Les surfaces d'aplanissement -Etat de la question :

Certains aplanissements sont, depuis plus ou moins longtemps, bien repérés: ce sont, assez curieusement, les plus anciens et les plus récents. D'autres ont été notés, dans des aires sommitales, loin de tout dépôts corrélatifs, qu'on ne peut pas espérer, dans l'immédiat, doter d'une identité chronologique précise, mais qui se "calent", néanmoins, par référence aux précédentes: ils sont désignés, dans la légende de la carte d'ensemble sous le nom de "hautes surfaces indéterminées des sommets" et regroupés, sans être, pour autant, réductibles à une seule et même phase de dénudation, sous le même signe. Viennent, ensuite, les surfaces plus ou moins intactes des Gras, des Garrigues, des Causses et des vastes étendues du Plateau Central, en Vivarais, pays vellave, Margeride et Gévaudan cristallin, Espinouse: leur connaissance est davantage obscurcie qu'éclairée par les querelles quelque peu dogmatiques qu'elles ont suscitées (J.SION, 1922; H.BAULIG, 1928 ; P.GEORGE, 1936, 1943; M.DREYFUSS, 1941, 1944 ; G.DENIZOT, 1937); après quoi, vingt-cinq ans de silence ont pesé sur elles. C'est à leur propos,

essentiellement, qu'il nous faut proposer une solution en harmonie avec les données de la chronologie tectonique, des transgressions néogènes, des indications paléo-bio-climatiques (c'est à-dire de la succession des systèmes d'érosion), sans négliger la complexité, sinon les contradictions apparentes des paysages. Par ailleurs, ces surfaces, en terrain sédimentaire, se prolongent, du St-Chinianais aux Corbières orientales par le travers des plaines de l'Aude; des Gras à l'avant-pays du Dicois et des Baronnies ou des Garrigues aux reliefs aplanis de la basse Provence calcaire par les étranglements de la vallée du Rhône. Et, sur ces marges, parties intégrantes du Bas-Languedoc-Roussillon ou terres avoisinantes, des identifications précises ont été proposées (P.BRUNET, 1958; J.MASSEPORT, 1960; Mme J.GABERT, 1965; C.CORNET, 1965 ; J.NICOD, 1967), avec des arguments souvent convaincants que nous ne pouvons ignorer.

3 - La démarche suivie :

Ces réflexions déterminent la démarche que nous suivons: 1) nous reconnaitrons, d'abord, les surfaces bien identifiées, les unes anciennes et les autres très récentes; 2)- nous essayerons, ensuite, de caractériser les grands aplanissements du Bas-Languedoc, si évidents mais demeurés anonymes que leur position range en gros dans l'ère tertiaire, soit en position intermédiaires par rapport aux précédentes, tant dans le bas pays que dans ses parties hautes; nous confronterons, au passage, ces résultats avec ceux déjà obtenus sur les marges

péri-alpestres, provençales et pré-pyrénéennes. En somme, du connu à l'inconnu, avec retour au connu, en manière de vérification; ") mais nous n'abandonnerons pas une surface, à quelque époque que remonte sa formation, après avoir établi ses origines: au contraire, nous chercherons à savoir ce que chacune d'entre-elles est devenue, pour autant qu'elle ait continué à rester exposée à des facteurs d'usure sub-aériens; 4)-enfin, nous éclairerons les relations entre ces aplanissements et la mise en place des réseaux hydrographiques.

I - LES SURFACES CLASSIQUEMENT RECONNUES :

A - Les surfaces anciennes bien identifiées:

1)-La surface post-hercynienne:

a)-Une surface polygénique, i i-pré-triasique, là pré-liasique :

La plus importante est la surface post-hercynienne.

En raison de l'active subsidence des poches permienes, il s'agit, essentiellement, d'un aplanissement qui leur est postérieur et qu'attestent classiquement des placages triasiques ou liasiques - ces derniers reposant directement sur le socle, dans le Nord-Est du bassin des Causses, par exemple, du fait de leur transgressivité. Surface alignant ainsi, à peu près dans le même plan, des facettes pré-triasiques et pré-liasiques et, de la sorte, "polygénique", au sens retenu par H.BAULIG (1928), il semble qu'elle ait acquis une grande perfection. Les faibles protubérances de roches "dures" (filons de quartz, effusions granulitiques de fin de venues magmatiques) qu'elle peut montrer

ne sauraient être attribuées, avec certitude, à des reliefs résiduels initiaux, non réduits avant sa fossilisation par les dépôts des mers secondaires, mais peuvent, tout aussi vraisemblablement, signaler un début de rajeunissement, après exhumation.

b)-Une surface déformée :

Elle est, naturellement, toujours déformée: disloquée par les failles; quelquefois portée à forte altitude, en plateaux demeurés sub-horizontaux ("Chams" de la Borne) ou, à l'inverse, abaissée, au moins relativement (Lodévois); gauchie, plus fréquemment, par les mouvements à grands et moyens rayons de courbure. Dans le système graphique des trames exprimant les diverses surfaces, nous avons choisi d'exprimer avec des tirets horizontaux celles d'entre-elles qui imposent, en règle générale, au paysage actuel leur planité il s'agit, bien évidemment, des entités géologiques les plus récentes ; nous éloignant, au contraire, de l'horizontale pour celles que leur gauchissement transforme en longs versants, et cela d'autant plus que ledit gauchissement les a plus fortement marquées: soit les plus anciennes. Pour la surface post-hercynienne dont la déformation ne souffre guère d'exception, nous avons donc adopté une trame verticale, tandis que les aplanissements oligocènes et post-oligocènes sont indiqués par des tirets horizontaux et ceux du Crétacé et de la base du Tertiaire par des signes obliques. On notera, au passage que, si pentée soit-elle, la surface post-hercynienne ne semble pas avoir été tectonisée, en ce sens qu'elle n'a pas servi de plan de glissement à la couverture sé-

dimentaire discordante; même dans le secteur cévenol, de tels glissements n'ont pu se produire qu'au sein du Keuper; Bundsandsstein et Muschelkalk demeurant solidaires du socle.

c)-Extension et localisation :

On reconnaît la surface post-hercynienne sur tout le pourtour du bassin des Causses et, notamment le versant Ouest des Cévennes. Des lambeaux en apparaissent aux flancs du massif du Lozère ou, encore, se dégageant de la couverture triasique des "Chams" de la Borne dont la topographie sub-structurale leur fait un moule extraordinairement rigide. On la retrouve sur les basses pentes des Cévennes gardoises et ardéchoises. Elle est même attestée sur certains "Serres" particulièrement étroits, par des minces chapeaux de grès et de calcaire (au Mas de l'Air, près de la forêt de Malons) ou par des débris gréseux épars comme sur les "Chams" qui entourent Bonnevaux (Ch. BOYER, 1966). Rappelons que P. BRUNET (1958) lui a attribué une aire limitée dans l'actuelle topographie du Morthoumet, en fonction de placages du Trias autochtone - certitude exceptionnelle dans le secteur pré-pyrénéen et pyrénéen.

d)-Surface post-hercynienne ou topographies dégradées en dérivant :

On ne peut, évidemment, affirmer l'existence d'une surface post-hercynienne intacte qu'à proximité d'un affleurement corrélatif et là seulement où son exhumation très récente paraît certaine; la présence de fragiles arènes blanches, épaisses de 5 à 10 mètres (Lespérrou) qu'on rencontre très souvent,

avoisinant les affleurements du Trias (sans que nous excluions des remaniements notamment quaternaires) nous semble un argument en faveur d'une exhumation tardive que nous croyons assez générale, vers les points culminants de la dorsale cévenole. Par contre, la rubéfaction des arènes, signalée plus haut indique une reprise plus précoce (fin Tertiaire, sans doute) de leur évolution sub-aérienne. Dans le même batholithe, il est curieux, de ce point de vue, de comparer les arènes blanches de l'Est de Lasalle, avec celles, rubéfiées et profondément pourries de Cognac. Quoiqu'il en soit, dès qu'on s'éloigne des lambeaux de la couverture, et malgré la géométrie des aplanissements qui paraît affirmer la continuité de la surface post-hercynienne, il n'est plus possible d'assurer qu'elle n'a pas fait l'objet d'une regradation appréciable depuis son exhumation dont on devient incapable de juger du caractère plus ou moins lointain, à partir de l'Oligocène élevé (sédimentation du bassin d'Alès empruntée au revêtement mésozoïque cévenol). A cet égard, l'on trouvera peut-être nos tracés trop généreux. Qu'on veuille bien admettre que nous avons voulu surtout exprimer des aires dérivant de la surface post-hercynienne. Encore reconnaîtra-t-on que, si dégradées soient-elles, ces aires conservent dans les paysages actuels, un rôle certain : c'est là un trait spécifique de la région sur lequel, à notre sens, on ne saurait trop insister. Il n'en va pas de même des paléo-topographies et des biseautages de couches imputables aux vagues d'érosion sub-aérienne qui ont suivi, jusqu'à la phase majeure du plissement pyrénéo-provençal. La plupart de ces épisodes trahis par des discordances, sont de précieux repères géo-

logiques, mais à peu près dépourvus de rôle morphologique (ainsi, sur le pli de Viols-le-Fort, la discordance anté-argovienne de la Mare des Matelettes -M.DREYFUSS et M.GOTTIS, 1948; M.GOTTIS, 1957, 1964).

2)-Surfaces crétacées et infra-tertiaires:

a)- Confusion de la surface de la bauxite et de la surface infra-tertiaire en Bas-Languedoc:

A cause du caractère relativement tardif de son toit, en Bas-Languedoc, échelonné de l'Albien à l'Eocène, il est assez vain de rechercher intacte la surface de la bauxite. Certes, l'on sait que ce minéral s'est déposé sur un biseau d'érosion débutant peut-être localement au Néocomien, daté par l'élaboration du masque ferrallitique à la fin du Barrémien, à l'Aptien et au début de l'Albien, selon les cas et bien que ses gîtes n'impliquent qu'un remaniement local l'oeuvre de l'érosion s'est poursuivie jusqu'à sa fossilisation. Ainsi les aplanissements qui le portent se confondent, le plus souvent, avec la surface infra-tertiaire. Ce fait ne saurait étonner, s'agissant de gisements en poches, justiciables, par définition, d'une surface de dégradation karstique, le plus souvent postérieure à la formation de la bauxite; il se justifie par une médiocre différenciation angulaire pour les dépôts en couche. Le Causse de Bédarieux, comme le plateau de la Boissière, à l'Ouest de Montpellier, illustrent cette situation. Il s'agit, du reste, de sites médiocrement perturbés par la tectonique tertiaire. Les déformations plus vigoureuses, synclinales (Villeveyrac) ou anticlinales (Poussan) fournis-

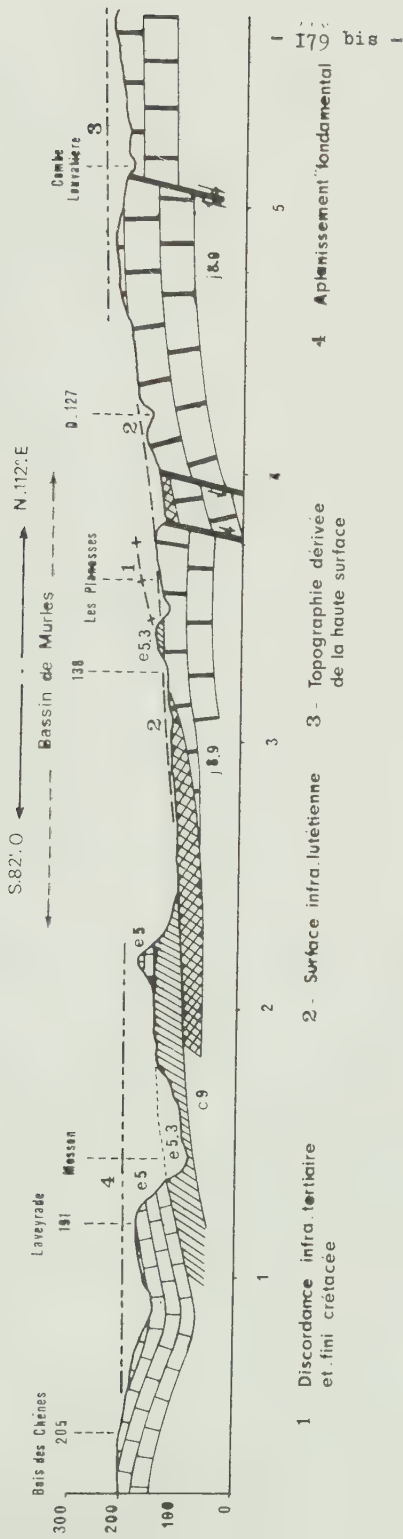


Fig. 41 .

Le "Bassin" de Muries et les hauteurs l'encadrant au Sud et au Nord

feuille de Montpellier au 1/20000 ème n° 2

sent des arguments supplémentaires.

b)-La surface du Crétacé terminal du Mouthoumet:

Correspondant à la plus grande partie du massif ancien du Mouthoumet, P. BRUNET (1958) a naguère dessiné un aplanissement crétacé: il le définit, résultant sans doute d'une longue émer-sion, comme dérivant de la surface post-hercynienne, plus haut signalée et ayant longuement évolué, au cours des temps secon-daires. Il n'y a de traces de fossilisation par le Crétacé moyen qu'au Sud de cette aire. Au Nord " d'une ligne Auriac-Maisons", il est évident que l'usure s'est poursuivie jusqu'à la mise en place d'une couverture datant de l'extrême fin de ce "système. Il s'agit donc, au vrai, d'un aplanissement du Crétacé terminal. Du fait que, dans une grande partie de notre domaine, ces couches du Crétacé final inaugurent, comme en Provence, un régime lacus-tre qui se poursuit jusque dans l'Eocène, d'où la couverture limnique qui nous permet de reconnaître notre surface infra-ter-tiaire, nous avons cru ne point trop forcer la réalité en rappro-chant, ici, aplanissement du Crétacé terminal et surface infra-tertiaire.

c)-Extension et localisation de ces surfaces:

Se dégageant par l'effet d'une érosion récente, soit des couches marines à Nummulites du Carcassonnais, soit des dépôts lacustres rognaco-vitrolliens, quelques lambeaux de sur-face infratertiaire subsistent, en effet: déformés dans le creux du Causse de Pompignan, dans le synclinal des Plans, sur le re-vers du Guidon du Bouquet ou, comme on vient de le laisser en-

tendre, sur les basses pentes méridionales de la Montagne Noire; basculés, mais davantage intacts (plateau de la Boissière); en étroites bandes d'exhumation récente, plus ou moins fragmentées, à l'Est et en contre-bas des failles alignées de Corconne et des Matelles où ils ont été repris dans un aplanissement plus tardif.

Même exiguité pour les topographies infra-lutéliennes dont les très basses pentes de la bordure occidentale déformée du bassin de St-Martin-de-Londres fournissent un exemple.

3)-Caractères généraux de ces surfaces anciennes:

Au total, toutes ces traces d'aplanissements anciens bien identifiés occupent assez peu d'espace et doivent leur conservation à des conditions très particulières:

a)-Exhumation récente :

-exhumation récente par destruction de leur couverture protectrice; encore cesse-t-on rapidement de pouvoir les attester dès qu'on s'éloigne de cette dernière et surtout si ces aplanissements sont fortement gauchis.

b)-Support lithologique résistant:

-supports lithologiques particulièrement résistants (socle, Jurassique supérieur de faciès tithonique, Urgonien...).

c)-Situation tectoniquement privilégiée:

-situation tectoniquement privilégiée: en zone quasi-tabulaire-(Bédarieux) ou en position de flanc normal de faible pendage (La Boissière), donc partiellement à l'abri des actions

destructrices de l'orogénèse pyrénéo-provençale.

d)-Un exemple d'évolution appalachienne après
exhumation de la surface infra-tertiaire:

En quelques points, on peut tenter de reconstituer de telles surfaces en alignant des crêtes d'allure structurale, d'altitudes sub-égales et dont les sommets se tiennent au niveau du plan d'une discordance voisine: ainsi de la surface infra-tertiaire au Nord du bassin de St-Martin-de-Londres, vers la gorge du Lamalou. Le processus de nature appalachienne de cette évolution est évident; mais, là encore, antérieurement à la sculpture différentielle, la réincorporation de l'aplanissement, ainsi restitué, dans un niveau plus récent reste à peu près certaine.

Lorsque les conditions favorables d'identification et de bonne conservation, énumérées ci-dessus, font défaut, l'on peut bien reconnaître ou simplement soupçonner des topographies d'aplanissement, notamment sur les points hauts des socles, il faut pour le moment se résoudre à leur anonymat.

B - Les surfaces montagnardes indéterminées:

On peut tenter de les classer, en les énumérant, au moins en fonction des problèmes posés:

1)-Les surfaces sommitales isolées et peu déformées :

Plat du Lozère, sommet de l'Aigoual :

Plat du Lozère et sommet de l'Aigoual dont l'originalité avait été notée par H. BrULIG (1928). Il ne fait pas de doute qu'il convient de les rattacher à l'une des phases

(tertiaire?) de l'évolution de la topographie des Grands Causses- peut-être en liaison avec les épandages, à la surface de ces derniers, de certains cailloutis siliceux. Mais il est difficile de préciser davantage, tant en raison des profondes coupures d'érosion qui séparent, aujourd'hui, ces cailloutis de leur aire d'origine que de l'incertitude où l'on demeure à propos de la datation de ceux-ci.

2)-Les surfaces montagnardes progressivement gauchies-

L'exemple de la Montagne Noire occidentale:

Le type en est pris dans la Montagne Noire occidentale dont la topographie a, jadis, été décrite par A.DAVID (1920) et, plus récemment, précisée par R.VIALA (1967).

a):Facteurs de dégradation relative:

De ces analyses ressortent de classiques facteurs de différenciation du relief. En premier lieu, la lithologie: sauf lorsqu'ils barrent des replats, les calcaires paléozoïques, cristallisés, perméables, mais peu gélifs en dehors des zones broyées, s'avèrent plus "tendres" que les granites, eux-mêmes conservés légèrement en contre-bas des cornéennes, tandis que les gneiss montrent une forte altération kaolinique. En second lieu, la structure: les terrains sédimentaires anciens se disposent en bandes synclinales faillées. Enfin, le drainage qui semble dénoncer une évolution compliquée et aère le relief. Ces différents facteurs interfèrent dans le dessin d'une "cuvette", comme celle d'Arfons, longue de 9 kilomètres, selon une orientation Nord-Est,

Sud-Ouest, mais large de 2 seulement et médiocrement déprimée.

b)-Topographie à facettes du flanc Sud largement gauchi:

En fin de compte, malgré les nuances, ainsi justifiées, l'on peut maintenir la notion d'une surface sommitale en voie de dégradation, découpée aux dépens d'un aplanissement probablement éogène, repérable, lui, sur les aires interfluves déformées du flanc Sud du massif et, à son tour, dérivé, par regradation, de la topographie infra-tertiaire, intacte sur les très basses pentes et déjà signalée au contact de sa couverture corrélative. Ainsi, du Carcassonnais jusqu'à la zone des sommets se serait développée une topographie à facettes, en relation avec les étapes de la surrection du massif et avec celles de la subsidence du bassin sédimentaire. Mais les hautes surfaces et les croupes de flanc ne portent plus de témoins signalétiques et les relations avec les accumulations de l'aire de synéclise restent à débrouiller.

c)-Contre-preuve fournie par le flanc Nord faillé:

Le sens général de l'évolution, pourtant, ne paraît pas douteux. A preuve, le flanc Nord de la montagne qui offre, avec le bas pays de Revel, de Sorèze et Mazamet, un type de contact-faillé- très différent, bien que comportant un enseignement corroborant. En rapport évident avec le jeu de l'accident bordier, la topographie s'ordonne, ici, autrement: montrant quelques replats d'érosion subordonnés aux niveaux sommitaux et suspendus

de 140 à 220 mètres, au-dessus du fossé et du piedmont conservé au sein de ce dernier. Dans les bandes calcaires perchées du même flanc Nord, la fréquence des exurgences, au-dessus de 400 mètres plaide en faveur de semblables rejeux. Ceux-ci ont pu être, à la fois, répétés sur une longue période et redevables à un épisode tardif comme tend à le prouver la brèche quaternaire d'Escoussens (mindélienne?) localement chevauchée par les gneiss de la Montagne Noire (M.MOULINE, P.BIROT et M.PAQUEREAU, 1969). Enfin, le compartiment demi-abaisé du bassin de retenue de St-Ferréol permet d'identifier, à l'Ouest, une surface éogène exhumée de sa couverture; laquelle, à l'Est, est recoupée en biseau (calcaires de Castres et grès d'Issel) et parsemée de petits quartz épanchés sur un aplanissement néogène. Sur ce flanc Nord, les efforts d'aplanissement sont encore commandés par les mouvements relatifs du massif et de sa bordure, mais en fonction d'un accident brisant, d'ailleurs invers, et non d'une déformation d'ensemble à moyen rayon de courbure.

3)- Les surfaces montagnardes à la fois gauchies et isolées
Les "Pla" pyrénéens:

Elles caractérisent les Pyrénées méditerranéennes et ariégeoises de la zone axiale (nous n'avons pu, eu égard à l'échelle, indiquer celles de "massifs satellites"). Au vrai, il s'agit de topographies "mûres", plus ou moins bien conservées, selon leur support lithologique. Citons, dans les schistes, celle du Madrés. Entre Canigou et Puigmal, les "pla" de Campmagre et Guilhem, dans les gneiss et le granite; au-delà du Pla de Salinas,

à l'Ouest du Puigmal, les croupes s'abaissent dans les schistes. Autour du Carlitte, les aplanissements sommitaux connaissent une vaste extension, se développant presque au contact de la Gerda-gne et jusqu'à Font Romeu, d'un côté; jusqu'à la frontière d'Andorre et plus au Sud, de l'autre. Leur gauchissement se fait vers l'Est à l'occident de la vallée du Carol; vers le Sud, à l'orient. On ne saurait, quelle que soit la part prédominante qu'elles prennent, leur attribuer, pour autant, la totalité des points hauts:..." dans le massif Campcardos-Carlitte, nous distinguons un ensemble de formes mûres, basculées vers l'Est et vers le Sud, avec des monadnocks à profil concave, comme le Carlitte ou des dômes convexes comme le Campcardos. Plus à l'Ouest, en Andorre, l'érosion, plus active, a transformé la grande surface en "Gipfelflur"; au-dessous de ces crêtes, un cycle plus récent avait inscrit les formes mêmes d'un cycle en creux (replat de Raset-de-Puig-Pedro, cirque de Pessous)..." Nous n'avons rien à ajouter à ces lignes de P. BIROT (1937, p.14), pour ces formes antérieures à la "surface de la Perche". On en rapprochera, naturellement, les "Pla" ariègeois et, notamment, la "Plate-forme d'Aston".

Bien entendu, le fait de regrouper cartographiquement toutes ces surfaces intermédiaires sous une même "trame" n'a d'autre sens que d'avouer nos ignorances à leur endroit. Il ne signifie nullement que nous leur reconnaissons partout le même âge.

C- Les aplanissements récents bien datés :

Clairement situés dans le temps sont, au contraire, les aplanissements souvent limités dans leur extension et que nous rapportons sans équivoque au Néogène ou, quelquefois, au Villafranchien ancien.

1)-Les surfaces néogènes des Pyrénées orientales et des Corbières :

Subordonnés aux principales surfaces dont il sera question plus loin, nous reconnaissons comme néogènes des aplanissements que nous pouvons, en quelques cas, mettre en rapport avec des biseaux tronquant la molasse ou avec des dépôts pontiens, et éventuellement astiens, ou encore qui se trouvent scellés sous des laves attribuables aux mêmes étages. Ainsi, aux marges de la Cerdagne, la surface pontienne (ou pré-pontienne) de la Perche; l'aplanissement exigu de Villefranche-Ambouella, suspendu au-dessus de la gorge épigénique de la Têt et, peut-être, le niveau de Montalba-Arboussols, sur le granite du massif de Roque-Jalère (P.BIROT, 1937). Nous y joindrons les niveaux reconnus par P.BRUNET (1958), dans les Corbières méridionales et sur leurs marges; savoir : marges méridionales, vers le débouché de la vallée de l'Agly, en bordure du Roussillon; marges septentrionales, dans l'Ouest de la Montagne de la Clape et aux dépens de son enveloppe aquitanienne, sur la chaîne de Fontfroide, sur divers petits massifs isolés par les passages de l'Aude et jusqu'à l'Arc de St-Chinian. Toutefois, de nouveaux levés, relatifs à la molasse miocène, nous conduirons, sans, pour autant, repous-

ser les arguments de P. BRUNET, à revenir sur les aplanissements des Corbières dont il apparaît, désormais, que l'évolution peut être retracée d'une manière plus complète. Prolongeant, en quelque sorte, les bas niveaux néogènes de l'Arc de St-Chinian, un bel aplanissement qui leur est assimilable -d'ailleurs quelque peu déformé, gauchi de l'Est vers l'Ouest- tranche, sur sa retombée méridionale, les formations variées de la Montagne Noire orientale; il est particulièrement bien conservé sur les calcaires dévoniens des "Causses" de Laurens et du Falgairas.

2)- Les aplanissements néogènes du Bas-Languedoc et de l'Ardèche :

a)-Aplanissements languedociens connus comme néogènes:

On a, depuis longtemps (M. DREY USS, 1941), attribué au Néogène le "piedmont" de la Gardiole et certains méplats, au revers des ouestas lutétiennes du synclinal de St-Gély-du-Fesc; on peut déceler un aplanissement de même âge dont J. TRICART et A. R. HIRSCH (1963) ont, d'ailleurs, fait mention, dans leur cartographie des Garrigues de la feuille de Lunel au 1/25 000ème.

b)-Aplanissement des retombées orientale et occidentale des Gras:

Plus au Nord, des replats par lesquels les Gras ardéchois retombent sur la vallée du Rhône et dûment datés par des "pastilles" de dépôts astiens, relèvent de cette même phase d'érosion. Nous pensons qu'il en va ainsi, encore, de topographies situées, au-delà du gonflement anticlinal du massif de Valvignè-

res, dans le couloir qui fait communiquer St-Ambroix avec Ville-neuve-de-Berg.

c)-Les surfaces infra-basaltiques:

Enfin, il faut rappeler le substrat des basaltes de l'Escandorgue, sur le Larzac méridional, perché au-dessus des replats structuraux où les laves ont cascadié et divers méplats d'érosion, dans le voisinage des Coirons et au niveau de la surface de base de cette accumulation magmatique.

d)-Comparaison avec la Basse Provence- Des surfaces pontiennes ?:

Les laves pliocènes de l'Escandorgue tendent à prouver que l'essentiel de la retouche que l'érosion néogène a fait subir à la topographie du Larzac méridional était acquise au Pontien (H.BAULIG, 1928). On sait l'importance que prend cet épisode quant aux aplanissements de la basse Provence occidentale où la molasse est aplanie au plateau de Vernègues et alentour de Lamanon (C.CORNET, 1968). Il est probable que, dans l'espace languedocien, l'essentiel des méplats néogènes ressortissent également à cette période qui définit, on l'a vu, un milieu bio-climatique favorable à l'érosion aréolaire. Inutile de rappeler que l'embarras réside, ici, dans le défaut de dépôts corrélatifs certains, le Pontien languedocien paraissant s'être dissimulé dans la terra rossa ou dans des cailloutis siliceux, souvent hérités et qui se trouveront mobilisés de nouveau au Villafranchien ancien.

3)-Quelques aplanissements datés par le Villafranchien ancien

a)-Arguments en faveur d'un aplanissement villafranchien :

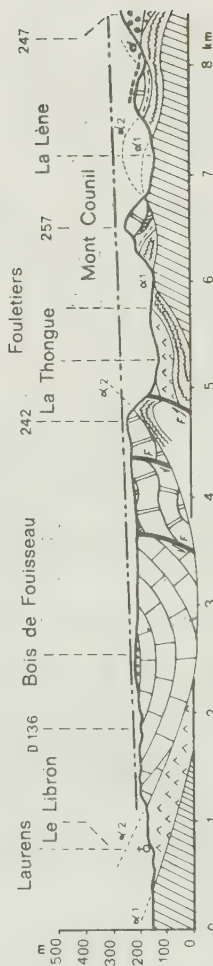
Nous avons, en effet, utilisé les épandages de cailloutis attribuables au Villafranchien (Quaternaire ancien), pour préciser l'âge et la morphogenèse de quelques très bas aplanissements, d'ailleurs d'assez faible étendue. Mais il convient de serrer les faits de près: anticipant sur l'étude du Quaternaire, nous aurons à distinguer, dans le Villafranchien, conçu par référence à une "chronologie longue" du Pléistocène, les niveaux inférieurs des moyens et récents. Les seconds, traînées de galets cévenols suspendus vers 50 mètres au-dessus du lit du Gardon actuel, apports rhodaniens des terrasses de la Costière et des pays de Lunel et de Montpellier, sont, par définition des éléments de grand transport, ayant circulé dans des vallées dont nous préciserons les caractères: larges étalements des lits et faible profondeur. Ces nappes ne sont donc pas corrélatives de la création de nos aplanissements; elles prouvent, toutefois, qu'ils ne sont pas encore sérieusement entamés par l'érosion des thalwegs, qu'ils perdurent, en quelque sorte.

Certes, nous pourrions relever quelques manifestations de grands transports liées aux organismes les plus puissants (Rhône, Durance, Gardon, Orb) dès le niveau du Villafranchien le plus ancien. Néanmoins, à l'inverse de ce qui se passe pour la partie moyenne et supérieure de cet étage, la fourniture locale l'emporte au niveau inférieur, comme nous pourrions le

préciser. La pétrographie de ces nappes de cailloutis est donc dans la dépendance étroite des faciès de l'hinterland immédiat: d'où la prédominance du matériau siliceux en Roussillon (Serrat d'en Vaquer) et en Biterrois ("cailloutis et limons des plateaux" de la notice de la feuille géologique au 1/80 000ème), par référence, respectivement, au pli de fond pyrénéen et à l'ensemble de la Montagne Noire, au sens des Géologues. A Bouzigues, Balaruc, Mireval, dans le cône de la Mosson, à la base de l'accumulation de Lunel-Viel, à Vérargues, parmi les plus anciens dépôts de la Costière méridionale- soit au droit et, le plus souvent, en contre-bas des Garrigues héraultaises et gardoises- les trois quarts des apports sont calcaires et témoignent d'une crise glyptogénique importante. En étudiant, plus loin, ces formations pour elles-mêmes, nous pourrions montrer qu'elles impliquent, d'abord un démantèlement des paléosols plus anciens de leur arrière-pays, ensuite l'attaque mécanique de la roche en place, le calcaire se déposant, finalement, sous forme chimique en quantité de plus en plus grande vers leur sommet: sorte de cycle d'érosion et de dépôt en phase bio-climatique de type sub-aride et de valeur rhéxistatique. Se méprenant sur leur valeur, la carte pédologique de la France au 1/1 000 000ème les traite comme des sols rouges méditerranéens formés in situ, alors que ses tracés mêmes ne font qu'exprimer (mais avec une force démonstrative étonnante, pour qui sait les lire) le phénomène d'accumulation de matériaux pédochromes en des zones de subsidence et en contre-bas du contact flexuré de la Garrigue languedocienne, de la Montagne Noire et

SURFACE D'APLANISSEMENT DU CAUSSE DEVONIEN DE LAURENS ET EPANDAGE VILLAFRANCHIEN DU BOIS DE FOUISSEAU

E 7° S E 30° N E 12° N



p1 Cailloutis Villafranchien infr. à moy. à Mastodon arvernensis.

h1 Stéphanien. Poudingues, grès, schistes gréseux discordants

hvi Viséen moy. de faciès « culm » : schistes, conglomérats et grès.

d45 Dévonien moy. Calcaires cristallins.

d21 Dévonien infr Calcaires à passées marneuses devenant dolomitiques et siliceux à la base.

s4 Gothlandien. Schistes noirs ampéliteux.

s3 Caradoc Calc. en plaquettes, marnes, grès quartzites et poudingues.

u Porphyrites. Andésites-dacites - complexe volcano-détritique.

s1 Flysch schisto-gréseux

α Chevauchement de la nappe de Faugères
α2 chevauchement des écaïlles de Cabrières
d discordance du Stéphanien
- - - - - Surf. d'aplanissement gauche

Fig. 42 .

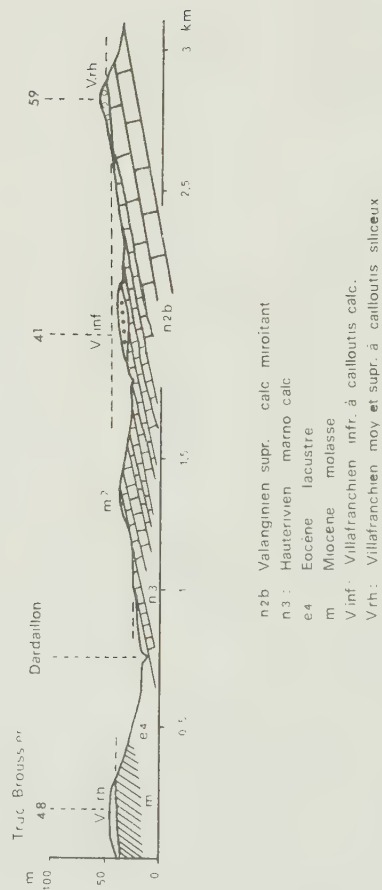
de celui, plus nettement disloqué des Pyrénées. De ces accidents, il y a tout lieu d'affirmer le jeu récent, la surrection relative étant, du reste, bien établie au long des deux derniers contacts cités. Nos accumulations ne témoignent donc pas seulement d'un système morpho-climatique mais apparaissent encore comme signes de diastrophisme. En réaction à ce diastrophisme du Villafranchien ancien et sous un climat et un couvert végétal favorables, les topographies de l'hinterland ont donc été nettement retouchées. Et cela, antérieurement à l'arrivée des cailloutis du Villafranchien moyen et supérieur.

b)-Notion de remploi :

Ainsi se sont formés une série de méplats que nous allons énumérer. L'étendue et la perfection de certains, où les cailloutis s'étalent, étonnent cependant. Mais si ces cailloutis dénoncent une érosion active à l'amont, là où ils se sont épandus, c'est-à-dire vers l'aval, au contact des plaines d'accumulation, leur pouvoir de regradation paraît avoir été médiocre, tant en ce qui concerne l'action mécanique relevant des flux qui les ont mis en place (érosion "latérale" à la manière des Oueds) que la corrosion chimique qui a pu s'exercer à travers leur "masque", lui-même peu décalcifié, aux dépens des calcaires et des marno-calcaires sur lesquels ils reposent, par l'intermédiaire des eaux de percolation. Tout au plus, par conséquent, les cailloutis nous permettent-ils de saisir le terme d'une évolution; et, lorsqu'il s'agit d'un substrat carbonaté particulièrement résistant, hors des zones où une collecte d'eaux rassemblées

Fig. 43 .

CLUSE DE DARDAILLON - 300m au S. de FONTCENDREUSE



peut faire penser à une corrosion de plancher de poljé, sous les oscillations plus humides des paléo-climats en cause, l'on doit toujours soupçonner que le voile d'épandage maquille une topographie, pour l'essentiel antérieure et davantage abaissée jusqu'au niveau des cailloutis villafranchiens, par l'épirogenèse que par l'érosion.

c)-Localisation des aplanissements villafranchiens
dûment datés :

On retrouve, nettement attesté par les formations corrélatives précitées, ce niveau villafranchien: dans le couloir de l'Aude, au Sud de la Montagne Noire orientale aux environs de Laurens; à Vérargues, en Lunellois; à Mus, sur le revers méridional de la Vaunage, comme à Montpezat, sur son revers septentrional; en bordure de la vallée du Gardon moyen pour la retombee du dôme de Lédignan (communes de Boucoiran, Nozières, Sauzet) et à Dions, en contrebas de la Garrigue nîmoise; au Nord de la Montagnette de Tarascon (Mme J.GABERT, 1965); sur le massif de Villeneuve-lès-Avignon; à la lisière orientale du fossé d'Alès (G.PARADIS, 1968) ; au Nord de la vallée du Chassezac, en aval des Vans; en bordure de la vallée ardèchoise du Rhône. On aura remarqué que nous avons utilisé ci-dessus, comme éléments de datation, tant les dépôts du Villafranchien ancien que ceux des parties moyennes et supérieures de cet étage; l'on se souvient, en effet, que les uns sont corrélatifs de la création de notre aplanissement, tandis que les autres comportent l'assurance de sa conservation avant les grandes incisions quaternaires.

4)-Caractères communs de ces niveaux récents datables-
Problème des méplats de même disposition hiérarchique
mais dépourvus de formations corrélatives :

Pour les exemples pré-cités, nous avons pu disposer de quelques arguments géologiques. Notons que, néogènes au sens large ou, plus précisément, villafranchiens anciens, ces aplanissements ont des traits communs: non seulement ils sont relativement exigus, comme on l'a noté, au point qu'on doit souvent les considérer comme des niveaux partiels d'érosion, sortes de glacis rocheux où, par places, s'étaient néanmoins des épandages alluviaux, mais ils marquent souvent une prédilection pour les marno-calcaires vulnérables (Vérargues, Mus, Villeneuve-lès-Avignon). Ou, s'ils retaillent des roches plus solides, comme par exemple l'Urgonien, ils figurent de simples méplats (Dions, pour l'Urgonien récifal; retombée du dôme de Lédignan, pour l'Urgonien "crayeux"). On les trouve quelquefois en bordure des grandes vallées (Orb, Vidourle, Gardon, Cèze, Chassezac); souvent, aussi, sur des zones de flexuration dont on peut soupçonner les rejeux récents(couloir de l'Aude, contact de la Montagne Noire orientale et du Biterrois, frontière des Garrigues et de la plaine de Lunel, zone sub-cévenole, bordure de la fosse rhodanienne). Nous avons vu les déformations modestes de la molasse, pontiennes et post-pontiennes; nous verrons que les défluviations du Vidourle à Vérargues et de la Mosson à la Paillade, ainsi que les données nouvelles obtenues quant à la "néotectonique" (post-astienne) tendent à faire apparaître ces aplanissements

récents comme des retouches réalisées aux dépens des surfaces plus anciennes. En plusieurs secteurs, du reste, (Corbières, couloir de l'Aude, rive gauche de la basse vallée de l'Hérault, retombée méridionale de l'anticlinorium de Montpellier) le "niveau" villafranchien semble procéder lui-même par regradation d'un biseau néogène (pontien?). Nous avons pensé que cette disposition nous permettait de rattacher à l'un ou à l'autre des aplanissements en cause, les replats dépourvus de témoignages géologiques, mais se rapportant localement (nous insistons sur cet adverbe) à la même géométrie. Une hiérarchie altitudinale de cette sorte apparaît, avec une netteté qui nous a semblé convaincante, aux échelles du 1/25 000ème et du 1/50 000ème dans les tracés des coupures de Lodève, Pézenas, Gête et Montpellier.

S'il était intéressant de préciser, ici, de telles distinctions, nous n'avons pas cru pouvoir les maintenir, sur le plan graphique, à l'échelle du 1/750 000ème. Aussi avons-nous attribué le même signe aux deux catégories de surfaces récentes. De ce fait, les aires qu'elles occupent sur notre dessin, bien que toujours limitées, paraissent moins dispersées que ne le laisseraient supposer les énumérations ci-dessus. Mais le grand problème demeure qui est celui des vastes topographies usées qui les dominent.

II- LES GRANDS NIVEAUX LANGUEDOCIENS - FONDNOCKS OLIGOCÈNES ET SURFACE

"FONDAMENTALE " OLIGO-MIOCÈNE :

A- Les données du problème -

1)-Caractères des principales surfaces d'aplanissement:

Le type des surfaces d'érosion qui nous occupe, ici, est un fait fondamental du paysage du Bas-Languedoc et de ses marges roussillonnaises et ardéchoises. Il commande le dessin de la ligne d'horizon, à peine agrémentée, çà et là, de sommets dissymétriques, plus hardis par leurs abrupts que par leur altitude absolue (Pic St-Loup, 658m.; Guidon du Bouquet, 629m; Pic d'Anjeau, 862m.) ou bosselées de lourdes croupes (Signal de la Boissière, 367m; Montagne de la Célette, 530m.; Causse d'Aumelas, 349m. au Grand Puech). Il impose la forme dominante du bas ou moyen plateau où l'on peut lire le biseautage des couches. Même dans les lieux où la surface se développe tout entière sur la même roche - roche alors résistante comme l'Urgonien des Garrigues de Lussan et Méjannes-le-Clap les coupures d'érosion permettent d'y apprécier la réalité du phénomène d'ablation, grâce à des variations de puissance qui ne doivent rien à la sédimentation originelle, montrant un amenuisement sur les axes anticlinaux, par rapport à l'épaisseur conservée dans les gouttières synclinales (G. FABRE, 1969, 1972). Il s'en faut, toutefois, qu'elles demeurent rigoureusement horizontales, ou seulement sub-horizontales: de part et d'autre de la vallée de l'Hérault, celles qui s'ordonnent autour de St-Guilhem-le-Désert s'avèrent visiblement déformées. Par ailleurs, à partir du Golfe du Lion, elles cons-

truisent une topographie étagée, vers le Nord et vers le Nord-Ouest. L'image des longs gradins qui en résulte, n'est pas simple et n'est, du reste, valable qu'en gros. D'une part, en effet, les aplanissements étendus paraissent souvent dominés de croupes résiduelles. D'autre part, ils ne sont conservés que sur les calcaires résistants (A. CHABAUD, 1961) ou sur des ensembles barrés, du côté des coupures d'érosion, par des roches peu vulnérables; dans leur étendue-même, si les contrastes lithologiques l'autorisent, ils sont la proie d'une dégradation de type appalachien, tandis que, les "bassins" de Garrigue, à leur pied, qu'une érosion différentielle récente a affouillés, ne montrent, au prix d'une liaison par de longs versants réglés ou semi-réglés, qu'un modelé pléistocène, le plus souvent tardif, par effacement total des traces du Quaternaire ancien et moyen; de là des aplanissements parfaitement ou, au moins, sensiblement isolés, sans raccords graphiques aisés dans les profils que l'on peut établir, tels: le Taurac, le Bois de Paris, le Puech des Mourgues, le Causse de Pompignan, le synclinal de Sampzon- sans parler des "combes" dont on trouve, de la latitude du Coiron à celle des Corbières, une douzaine d'exemples, mais qui n'offrent pas les mêmes difficultés d'alignement quant aux surfaces qui tranchent leurs lèvres; bref, modérément dans les Corbières et dans les Gras, davantage dans les Garrigues languedociennes proprement dites, le paysage est coupé, aéré. Enfin, il y a les fossés (Alès, Montoulieu, Pujaut, Montbazin; celui de Narbonne, fortement subsident à l'Oligocène, ne semble avoir été que faible-

ment mobile après le Miocène, la molasse étant encore dérangée sur ses marges, mais est demeuré hors de l'atteinte de la mer pliocène; ces recherches récentes et inédites de J. BARROT ne tendent pas à y accréditer, non plus, un diastrophisme quaternaire généralisé très vigoureux; nous l'excluons donc de cette liste). Ces fossés rappellent que, fréquemment, nos lambeaux de surfaces s'arrêtent sur des accidents tectoniques: cassures dépourvues de dépôts corrélatifs ou datées seulement de brèches d'écroulement d'une certaine ancienneté (vitrolliennes, stampo-aquitaniennes), de telle sorte qu'on ne peut toujours affirmer, de prime abord, si l'on a affaire à des talus d'escarpement de faille, résultant, au moins pour cette partie, d'un rejeu récent ou à des talus d'escarpement de ligne de faille, exhumés par l'érosion différentielle. De même, les flancs flexurés des architectures plissées font fréquemment apparaître des replats "suspendus", au-dessus des topographies affouillées aux dépens des roches vulnérables conservées à leur pied, dans les synclinaux (pourtour du bassin de St-Martin-de-Londres, du synclinal de Ganges, de la cuvette de Villeveyrac); mêmes surfaces "suspendues" en bordure des fossés (Montbazin).

2)-Les conditions de leur conservation:

Ainsi, la bonne conservation de nos surfaces d'érosion implique des conditions lithologiques favorables, comme nous venons de le voir, tandis que leurs limites et leur étagement ne peuvent se comprendre sans une référence aux grands traits

de la trame structurale. Pourtant, sans qu'on puisse, le plus souvent, cesser de les rapporter à des accidents plissés ou cassants, les talus bordiers sur lesquels ces aplanissements s'arrêtent, présentent, quelquefois, un profil raide et un tracé lobé, avec "embayments", comme on a coutume d'en décrire entre deux niveaux de dénudation successifs (nous n'osons écrire deux cycles). Nous en discuterons quelques exemples plus bas. Qu'on se contente de noter, pour l'instant, que ces pentes de raccord ne sauraient rendre compte des quelques gradins régionaux majeurs qui nous ont fourni une première et trop schématique apparence de nos plateaux disposés "en marches d'escalier" de la mer à la montagne; les dénivellations qui nous intéressent, ici, ne signalent jamais qu'un étagement local, en des aires qui, chacune, s'inscrivent à l'intérieur des grandes lignes de la trame structurale évoquée ci-dessus; de telle sorte que la question demeure posée du nombre de ces aplanissements, pourtant essentiels aux paysages.

3)-Les principales interprétations antérieurement proposées:

L'on voit que les données du problème sont nombreuses. Des explications précédemment proposées, toutes mettent utilement l'accent sur tel ou tel aspect de la réalité; aucune ne la couvre tout entière.

a)-Interprétation de H.BAULIG (étagement cyclique)
et critique de G.DENIZOT :

H.BAULIG (1928) insiste sur l'étagement. Mais, pour établir ses "niveaux" (380, 280, 180, 150 mètres), il raccorde,

en réalité, de vieux reliefs résiduels à des éléments plus récents qui ne se trouvent que fortuitement montrer des altitudes actuelles voisines, les premiers étant situés en secteur subsident, les seconds en zone de déformations positives. C'est, qu'au contraire, il se réclame d'une immobilité du continent, au cours des temps néogènes, dont G.DENIZOT (1952) a fait justice et que dément toute l'évolution, aujourd'hui mieux connue du Golfe du Lion et de sa "Planasse". Du même immobilisme continental découle la conception d'un retrait eustatique et rythmé de la ligne de rivage durant tout le Plio-Quaternaire, sans que soit envisagé en vertu de quels processus ni dans quels systèmes morpho-climatiques, des aplanissements distincts aussi parfaits auraient eu le temps de se réaliser, en forme de "cycles" complets.

b)-Interprétation de P.GEORGE -Les aplanissements isolés et les surfaces "suspendues".

P.GEORGE met l'accent, dans diverses publications (1933,1935,1936, 1938,1942,1943) sur les aplanissements isolés et les surfaces suspendues. Sans abandonner la conception "cyclique", ni le deus ex machina de l'eustatisme, cet auteur tente de rompre avec l'immobilisme continental. Pour sauver la hiérarchie des hauts niveaux et rendre compte des banquettes plus basses, il imagine une subsidence prolongée des bassins, seuls, ce qui ne saurait convaincre. En outre, il n'explique pas comment, sous les régimes principalement biostasiques du Néogène ou au long des oscillations climatiques du Quaternaire,

les marnes des bassins ont pu servir de niveaux de base suffisamment durables au développement d'épicycles sub-aériens, mordant dans la roche calcaire plus dure, à l'amont (le contraire d'un replat barré, en somme), sans que les processus différentiels n'aient, comme le prouve l'observation banale, simplement décapé le contact de la roche "résistante" du haut de versant et de la roche "tendre" d'aval.

c)-Interprétation de M.DREYFUSS -La recherche du témoignage géologique :

Avec M.DREYFUSS (1941,1944) apparaît, dans le domaine limité des pays montpelliérain et sétois, la notion féconde d'une surface miocène (au vrai, ici, pré-miocène), déformée, mise en rapport avec la molasse, sédiment non exactement corrélatif mais plus précisément fossilisateur. Que des niveaux subordonnés soient datés du Villafranchien (alors classé comme Pliocène supérieur) apparaît logique, en raison des dispositions locales en altitude des témoins invoqués, par comparaison avec celles de la molasse. Mais qu'une surface plus haute (le Causse d'Aumelas) soit attribuée, d'ailleurs sans référence au système d'érosion qui l'a créée, à l'Eocène, ne peut s'admettre aussi aisément. Sur les coupes de M.DREYFUSS, le Causse d'Aumelas s'avère moins déformé que le niveau réputé "miocène", donc plus récent, avec lequel il est confronté: c'est omettre la puissante retouche néogène subie par ce Causse et mal se dégager du schéma de l'étagement cyclique contre lequel toute l'explication proposée était bâtie. On trouvera aussi la datation éocène difficile à

soutenir (à moins qu'il ne faille entendre :fini-éocène) à cause de la puissante crise orogénique du Bartonien; comment, en effet, expliquer qu'une surface aussi étendue, élaborée aux dépens d'une structure aussi fortement disloquée, ait traversé la crise pyrénéo-provençale majeure, ici très active, sans devenir méconnaissable ?

4)- Un énoncé plus complet du problème :

En fait, la question doit être examinée dans l'esprit le plus synthétique: en essayant, d'abord, de préciser le nombre des surfaces en cause; en "calant", ensuite, la réalisation de chaque aplanissement entre des limites chronologiques sûres; en définissant, en outre, l'ensemble des conditions paléo-géographiques (jeu des forces internes et des forces externes) commandant leur élaboration; on ne saurait omettre, non plus, de préciser les conditions de leur conservation ou de leur évolution jusqu'à nos jours.

B- Les deux grands aplanissements languedociens :

1)-Leur détermination

Le premier problème à résoudre est donc celui du nombre de ces aplanissements anonymes, seulement dotés de placages de terra rossa et de cailloutis siliceux azoïques, ne s'imposant, mais de façon obsédante, que par leur réalité topographique. Dans ces conditions, force est de partir d'analyses appliquées aux formes mêmes: impressions de terrain, établissement de profils, cartographie hypsométrique, quitte à ne pas s'en contenter

et à rechercher, en sus, si quelques indices de datation géologiques, d'abord peu évidents, ne peuvent être utilisés, pour confirmation. D'ailleurs, faire la statistique des cotes d'altitude de la mer jusqu'aux croupes montagnardes n'aurait guère de sens, étant admise l'intervention de déformations récentes du sol où prédomine le style épirogénique. C'est localement que la "lecture du relief" doit être entreprise, dans le cadre de chacune des aires que nous estimons devoir correspondre à un claveau du socle profond, déterminant des tendances tectoniques qui lui sont propres. Dans de telles limites, définies par le quadrillage des grandes charnières pyrénéo-provençales et des accidents cévenols, nous avons régulièrement trouvé la trace de deux surfaces -en dehors des bas niveaux néogènes et quaternaires déjà notés, bien entendu.

2)-Modalités du passage d'un niveau à l'autre:

Si l'on passe très souvent de l'une à l'autre par un talus coïncidant avec un accident tectonique, comme nous l'avons laissé entendre déjà, l'on doit reconnaître qu'il est tout aussi fréquent que celui-ci ait reculé et que la surface inférieure morde, par "embayments", dans la masse rocheuse qui porte la plus haute laquelle se définit, ainsi, comme la plus ancienne.

3)-Variabilité de leur extension par secteurs:

L'aplanissement le plus élevé n'occupe de vastes étendues que dans les régions ardéchoises et à l'Ouest de notre domaine bas-languedocien: là, la surface la moins élevée tend

à se réduire à des couloirs et des replats relativement exigus; il n'en va pas de même dans la plus grande partie des régions héraultaises et gardoises du Sud et de l'Est: la haute surface y est encore identifiable, au sommet de quelques massifs, mais elle ne couronne plus guère que des reliefs résiduels assez réduits. Nous l'avons, pour cette raison, définie comme le "niveau des monadnocks". La surface basse y conquiert, en contre-partie, une grande extension. Au travers des pays rhodaniens, elle se prolonge dans les aplanissements tronquant les massifs de la Basse Provence calcaire. Aussi, pour des raisons de commodité, afin de souligner l'homogénéité inter-régionale de l'évolution de la France du Sud-Est, lui conserverons-nous l'appellation de "surface fondamentale" que J.NICOD (1967) lui a donnée outre-Rhône.

4)-Des exemples de leurs dispositions réciproques:

Des exemples éclaireront les dispositions réciproques des deux niveaux; l'un, si nous pouvons nous exprimer ainsi, "en creux"; l'autre, "en bosse".

a)-La surface fondamentale "en couloir" entre les témoins du haut niveau:

Le premier (feuilles au 1/50 000ème de :St-Martin-de-Londres, Lodève, le Caylar, type M.) montre la surface fondamentale, d'ailleurs déformée, s'inclinant Sud -Sud-Ouest, Nord - Nord-Est, de 330 mètres près de la ferme de l'Estagnol, à 304 mètres vers Merle-la-Celle, 240 mètres au village de Causse-de-la-Selle. Elle est encadrée, à l'Ouest par les monadnocks

du Rocher (621-712 mètres) et du Montaud (656 mètres) dont les relations avec la surface qu'ils dominent rappellent, avec toutefois moins de majesté dans l'isolement, celles définies par les Bessillons varois; et encadrée à l'Est, par les hauts méplats du Plan-du-Loup (475 mètres), de l'Ouradou (500 mètres), du Devès (445 mètres), de la Montagne de Labat (466 mètres), du Puech Ferrié (488-486 mètres), du Puech Couloubre (414 mètres) dont l'alignement traduit, en gros un gauchissement de même sens que celui de la surface inférieure. B. VIELZEUF (1961, 1965) a d'ailleurs justement remarqué que ces aplanissements devaient être mis en rapport avec les niveaux de base lacustres oligocènes de Montoulieu et non avec un rivage marin. A l'Estagnol, les clapiers d'épierrement montrent des blocs de dolomie jurassique, en forme de "pains", revêtus d'un encroûtement limoniteux, épais d'un centimètre, parfaitement étranger aux débris de bauxite et placages hématitiques de son "mur" qui ont signalé, nous l'avons vu, un épisode antérieur, mais, au contraire, comparables aux "cailloux à cortex ferrugineux et à patines", décrits par J. NICOD (1967) sur la surface fondamentale pré-miocène de Provence. Le contact du Causse-de-la-Celle avec les reliefs résiduels dérivant du haut niveau, forme un dessin particulièrement lobé au droit de la ferme de Brunet.

b)-Les hauts monadnocks isolés au-dessus de la surface fondamentale:

Autre exemple (feuilles au 1/50 000ème) de Montpellier, Sète et Pézénas): le monadnock de la Montagne de la Moure

(287-304 mètres) dominant la surface fondamentale, à l'Ouest (Garrigue-Plaine: 221-198-196 mètres), et à l'Est (Mas d'Arnaud: 180 mètres; Terre Mégère: 181 mètres); le caractère lobé du tracé du talus par lequel se raccordent les deux niveaux, est patent et, du reste, encore plus évident sur le quart Sud-Ouest de la feuille de Montpellier au 1/80.000ème où la technique en partie "artistique" du jeu des hachures renforce la lisibilité, sans beaucoup trahir la précision. Un peu plus au Nord, toujours sur le versant oriental de la Moure, la surface fondamentale se prolonge, en s'abaissant vers 130-140 mètres, recoupant en biseau le Jurassique et un épandage de blocs extrêmement grossiers d'âge oligocène. C'est, par ailleurs, ce gradin que M. OREYFUSS (1941) a mis en rapport avec le voile fossilisateur de la molasse helvétique.

c)-Surface fondamentale dominant une topographie plus ancienne exhumée:

Egalement sur la feuille de Sète au 1/50 000ème, le Pioch Madame (180-200 mètres) ne figure pas un fragment du niveau dit des monadnocks, malgré son isolement, mais bien une portion de la surface fondamentale. Il domine à l'Ouest le replat de Veyrac (70-90 mètres) dans les lapiès duquel on retrouve des galets siliceux, témoignant d'une extension ancienne, vers l'Est, de cailloutis oligocènes qui surmontent, de l'autre côté du synclinal de Villeveyrac, les "Dentelles de Valmagne". Nous rencontrons donc un troisième cas, plus complexe, où les rapports des âges et des dispositions des surfaces sont inversés: la surface

fondamentale, bien alignée sur les topographies équivalentes du voisinage, et qui s'étendait, à l'Ouest, sur un voile tertiaire où l'érosion ne l'a pas respectée, domine maintenant, après son exhumation, l'ancien fond de lac pré-oligocène, plus ou moins retouché.

d)-Un tableau comparatif exprimant les relations des surfaces entre-elles. Variations de leurs distances verticales selon les secteurs:

Les divers agencements de nos surfaces, tels qu'ils viennent d'être caractérisés, se retrouvent dans toute l'étendue de notre essai cartographique. Pour éviter une énumération fastidieuse, nous renvoyons au tableau comparatif ci-joint. Il exprime particulièrement la dénivellation existante, entre les deux niveaux. Celle-ci est de l'ordre de 100 à 140 mètres dans les cas les plus fréquents, mais moins au voisinage du Golfe du Lion et davantage à l'approche du Massif Central; particularité qu'on ne manquera pas de trouver significative d'un diastrophisme régional dont la réalité nous est apparue dès le premier chapitre de ce travail.

C- Problèmes de "calage"

La surface haute est parfois si dégradée (Causse d'Aumelas, plateaux au Sud du St-Loup et de Viols-le-Fort) qu'elle tend à se dédoubler en deux niveaux. La surface basse est beaucoup mieux conservée, mais elle entretient des relations équivoques avec la molasse, tantôt visiblement exhumée de ce sédiment, tantôt le tranchant de son biseau, en même temps que son substrat

mésozoïque, signe évident de polygénisme. Il est donc urgent de "caler" la réalisation de ces deux aplanissements successifs dans des limites chronologiques sûres.

1)-La haute surface postérieure au plissement pyrénéo-provençal :

Un fait est certain, tant à l'Ouest qu'à l'Est du Rhône (J.NICOD, 1967): l'évolution que nous essayons de préciser ne peut être antérieure aux plissements et chevauchements bartoniens. Toute attribution antérieure, concernant notre haut aplanissement dont les témoins, aujourd'hui isolés, n'en démontrent pas moins une grande étendue et dont les déformations demeurent modérées, est, à notre sens, impossible. Des fragments épars de bauxite ne suffisent pas à définir la surface finicrétacée à infra-tertiaire; et si même il se retrouve un lambeau d'un aussi grand âge, exhumé à proximité d'un gisement en place, il ne peut représenter qu'une "facette" limitée, s'alignant dans un aplanissement plus récent, et resté proche de l'horizontale sur de plus grandes distances (P.DUBOIS, 1969). Il est, du reste, fréquent que de petits fragments de topographies exhumées, notamment en bordure des dépôts lacustres minces, s'incorporent dans nos deux grands niveaux. Notre carte ne les a pas toujours distingués: nous avons quelquefois estimé qu'il était plus avantageux d'exprimer la hiérarchie de ceux-ci plutôt que l'exhumation de ceux-là.

2)-La basse surface défoncée par les canyons pré-pliocènes:

Si la surface haute est donc post-bartonienne, la basse est achevée lorsque les canyons pré-pliocènes la défontent, par exemple à N.D.de Rochefort (Gard). La "fourchette est donc extrêmement large, incluant la quasi-totalité des temps oligocènes et miocènes, admettant, du même coup, d'importants changements des climats, surtout dans l'ordre de la pluviosité, et l'intervention de crises diastrophiques d'une importance relative. Dans ces conditions, il nous reste à proposer une hypothèse et à montrer qu'elle se vérifie, compte-tenu de toutes les données paléogéographiques que nous avons pu rassembler en ajoutant, pour chaque exemple, les arguments tirés du terrain.

Voici notre hypothèse: nous estimons que la plus ancienne surface est, en gros, sannoisienne; la plus récente: oligo-miocène.

III - LA HAUTE SURFACE, EN GROS SANNOISIENNE :

A- Le contexte paléogéographique:

1) Valeur corrélatrice des dépôts de l'Oligocène inférieur:

L'existence d'un aplanissement sannoisien est parfaitement compatible avec l'ensemble des données paléo-géographiques qui ont été précédemment rassemblées. On constate que les sédiments de l'Oligocène inférieur recèlent, ensemble, le témoignage de la destruction active de reliefs existants et la preuve que ce

travail était, par place, assez avancé pour offrir passage à des écoulements et des transports paresseux et d'origine lointaine. Ce sont, à la fois, les signes de réalisation en cours et d'achèvement fragmentaire d'un aplanissement. Les dépôts grossiers nous ont fourni l'attestation de reliefs calcaires en voie de destruction dont les débris sont partiellement conservés et, en plus grand nombre, les silex et les chailles; tandis que, parallèlement, les parties fines des sédiments témoignaient de courants lents, "lavant" des topographies déjà évoluées. Les débuts de l'épirogenèse cévenole exaltent l'érosion, sans créer, cependant, des obstacles infranchissables aux courants qui se révèlent d'origine relativement éloignée (feldspaths du Vivarais, séricite et chlorites de la Cévenne gardoise, limonite due au démantèlement des paléosols "tropicaux" des Garrigues.

2)-Oscillations climatiques propices à l'établissement d'une sorte de plaine d'érosion tropicale :

Le climat, chaud, paraît affecté d'oscillations importantes: cycles humides justifiant l'abondance de matière organique, la pédogenèse, l'actif chimisme qui préside à la mobilisation du calcaire, de la silice et du fer; cycles d'affinités arides que caractérisent des flux brutaux, véhiculant des débris abondants, volumineux, mal calibrés et incomplètement façonnés. Ces accidents climatiques ne sont, du reste, pas inutiles pour rendre compte de la création d'un régolithe mobilisable, aux dépens de calcaires souvent massifs auxquels une aridité mar-

quée et constante aurait, au contraire, conféré l'immunité. Bref, les phases biostasiques préparent les matériaux qu'enlèvent, balaient et déposent les épisodes hexistasiques. Ni surface de dégradation karstique longuement façonnée, ni pur système de pédiments, mais une sorte de plaine d'érosion tropicale dont il est tout à fait remarquable que dans tout une partie des Gras et pour les portions occidentales et septentrionales des Garrigues, comme, d'ailleurs, pour les plateaux qui encadrent la Margeride, nous ne puissions la rapporter qu'aux dépôts lacustres de l'Oligocène inférieur.

3)-Evolutions solidaires du Bas-Languedoc et des Grands Causses :

Il convient, en effet, dans cette période qui précède la grande surrection des Cévennes de souligner combien nous avons toutes raisons d'affirmer la solidarité qui caractérise, alors, l'évolution du modelé du Bas Languedoc et des terres du Massif Central, socle et couverture sédimentaire caussenarde.

4)-Un aplanissement lié à des niveaux de base locaux lacustres :

Dans cet ensemble, nous n'assurons nullement que l'aplanissement sannoisien ait été parfait. Nous avons même un solide motif de croire qu'il n'a pas réduit le relief à des altitudes sensiblement sub-égales, par le fait qu'il s'est réalisé en fonction de niveaux de base locaux, définis par des nappes laguno-lacustres, étalant leur plan d'eau, lui-même variable,

dans des limites altitudinales propres à chacun d'entre-eux. Par ailleurs, nous ne prétendons pas davantage qu'il soit demeuré intact jusqu'à notre temps. Les limites actuelles des affleurements sannoisiens étant, bien évidemment, l'oeuvre d'érosions ultérieures, nous devons concevoir l'aplanissement qui leur est lié, là même où il nous offre encore ses lambeaux les plus massifs, comme incluant d'authentiques topographies d'érosion sub-aérienne, des marges lacustres ou lagunaires (du type beine, en phase humide, ou du type glacis, en phase semi-aride), des portions de fond de lac, fossilisées par les propres sédiments limniques, puis exhumées, lors du recul de ceux-ci, le tout sans préjudice de dégradations et de retouches beaucoup plus récentes sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir.

B- Les critères d'identification :

Etablir la possibilité d'un aplanissement sannoisien est une chose. Définir les critères de son identification et s'assurer ainsi qu'il en subsiste des traces dans le paysage actuel, en est une autre, non moins indispensable.

1)-Le démantèlement partiel des couches sannoisiennes:

Le premier et le plus sûr de ces critères semble être celui que l'on tire du démantèlement partiel des couches sannoisiennes, permettant l'identification de fragments exhumés de fonds de lacs, plus ou moins bien alignés sur des beines ou glacis, grâce à la profondeur généralement faible des nappes limniques. Ainsi, la surface de Viols-le-Fort, si l'on néglige les

phénomènes de dégradation récente, fluviatile et karstique, dont il sera question plus loin, de même que la déformation dont elle témoigne, en direction du Nord-Est, à l'approche de l'arête du St-Loup, s'avère dérivée d'un fond lacustre, axhumé du Sannoisien, lui-même discordant sur les accidents pyrénéo-provençaux nivelés du Sud de la ferme de Bouis (feuille de St-Martin-de-Londres au 1/50 000ème, selon les tracés nouveaux de M.MATTAUER et J.MATTEI). En pays ardéchois, au Sud du Bois de Ronze, sur la limite d'érosion du bassin sannoisien de St-Privat-de-Champclos et d'Issirac, non loin d'Ornac-l'Aven et du Gard la topographie exhumée se définit comme immédiatement pré-lacustre et recoupe, d'ailleurs, selon un biseau l'Eocène inférieur et l'Urgonien.

2)-Nivellement des dislocations pyrénéo-provençales sans réduction des talus issus de la crise stampo-aquitaine:

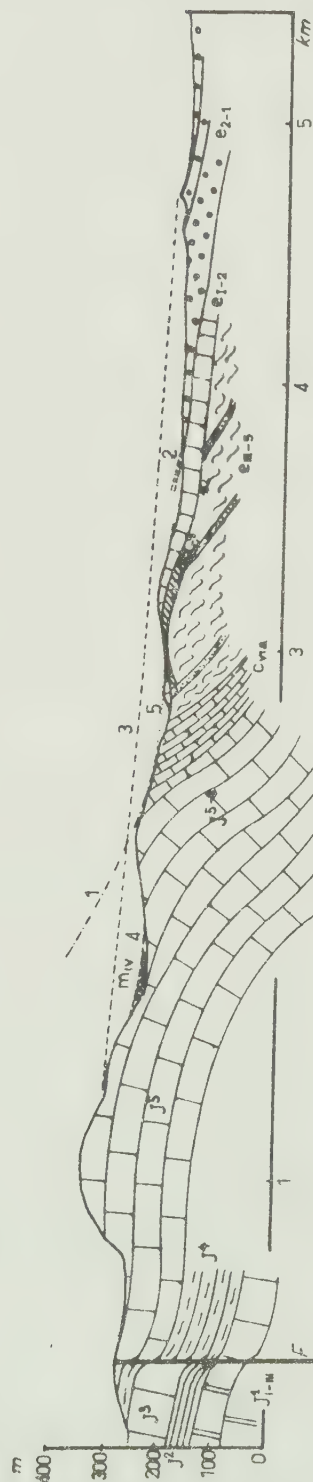
Comme on le voit, le biseautage des terrains anté-oligocènes doit attirer l'attention, sans constituer une preuve qui se suffise à elle-même (branche inférieure de la "fourchette" mais sans indication sur la branche supérieure). Un second critère suffisamment solide est acquis lorsqu'un aplanissement ni-velle les dislocations pyrénéo-provençales (d'âge bartonien), sans pour autant réduire les talus issus de la crise stampo-aquitaine. C'est le cas du plateau du Relai des Chênes, au Sud du St-Loup, perché par le jeu de la faille des Matelles, comme du Causse d'Aumelas, limité à l'Est par la faille du Coulazou-toujours abstraction faite des dégradations fluvio-karstiques qui ont pu survenir tardivement.

3)-Position hiérarchique d'un haut aplanissement:

Enfin, un troisième critère résulte de la simple position hiérarchique d'un haut aplanissement, dominant sous la forme d'un niveau résiduel, ici étendu, là réduit à l'état de monadnock plus ou moins exigu, la surface oligo-miocène, telle que nous la définirons plus bas. C'est évidemment le moins sûr. Certes, il demeure assez satisfaisant lorsque, en contre-bas, l'aplanissement oligo-miocène, le plus récent des deux, par conséquent, est bien daté: ainsi pour le pli de Montpellier, arasé vers 180/200 mètres, à l'Ouest immédiat de cette ville, et dont la topographie est dominée par les buttes du Pioch Rouquier (235 mètres) et de la cote 230, à l'Est de Crabouillès qui, s'élevant nettement sur l'horizon, s'affirmant, de la sorte, étrangères à l'espace aplani qui les entoure, ne peuvent qu'être interprétées comme dérivant du niveau supérieur, ou encore, pour le Bois de Laoult (feuille géologique d'Orange au 1/80 000ème, 3ème édition), perché de plus de 100 mètres, au-dessus d'un méplat, lui-même dominant la vallée du Rhône, dont la topographie recoupe l'Aquitainien, en même temps que l'Urgonien, ce qui date le méplat en cause comme néogène. Reste que la valeur probante de ce critère purement topographique se trouve très réduite, en l'absence d'argument qui permette de situer, au moins, le plus bas des deux niveaux. Et cependant, la constance avec laquelle leurs rapports hiérarchiques s'affirment, de proche en proche, ne laisse pas d'être impressionnante, en particulier en ce qui concerne les reliefs actuellement isolés dont il est ainsi prouvé

BORDURE OUEST DU BASSIN DE S^t MARTIN - DE - LONDRES

COUPE
route de Frouzet -
Darnieux-le-Haut -
côte 179 sur la route
du Mass de Londres



- 1 discordance pré lutétienne
- 2 discordance pré bartonnienne
- 3 replat sannoisien
- 4 dégradation karstique
- 5 niveau récent de Lagarde

Fig. 44 .

qu'ils ont subi cette évolution bi-phasée, antérieurement à leur isolement: petit massif de Sampzon, Bois de Conqueyrac, Bois de Lens, Gardiole.

Tels sont les critères pratiques utilisés dans notre repérage cartographique pour identifier l'aplanissement sannoisien.

4)-Niveaux équivalents sur les marges du Bas-Languedoc :

Celui-ci est, selon nous, l'équivalent de la surface provençale "supérieure" de J.NICOD (1967); dans le Massif Central, nous la rapprochons de l'ancien concept de la surface "Eogène" de H.BAULIG (1928) et de celui, plus récemment proposé et plus précis, de l'aplanissement infra-oligocène de M.DERRUAU (1949-1950).

C - Evolution de l'aplanissement sannoisien :

1)-Les effets de la crise stampo-aquitaniennne-Fragmentation
dénivellations et retouches apportées à la haute surface:

La crise diastrophique stampo-aquitaniennne a dénivé
ce premier aplanissement. Mais, s'agissant d'une tectonique de détente et, au contraire de ce qu'aurait produit une phase de compression, elle n'en a pas rendu les panneaux immédiatement méconnaissables. Du reste, la nature calcaire des blocs soulevés, où une circulation souterraine de type vadose s'esquisse (phosphorites reconnues, sinon très précisément datées par B.GEZLE, 1940) leur confère l'immunité karstique. Certes, quelques détails (films d'oxydes ferriques des grès, limonite incorporée dans le

ciment des conglomérats, sépiolite de Salinelles- la "terre de Sommières", témoignant d'un chimisme actif) prouvent que se poursuit le démantèlement des masques pédologiques tropicaux demeurés sur les biseaux calcaires maintenant fragmentés. Toutefois, les grands transports, caractéristiques du Sannoisien, ont fait place à des dépôts strictement locaux (P.DEMANGEON, 1959) dont les plus remarquables sont des brèches d'écroulement (Les Matelles) ou des empilements torrentiels en forme de cônes très courts (St-Ambroix); témoins restés au pied immédiat ou à proximité des accidents dont ils signalent l'activité. Cette absence de dispersion et les tendances du climat à récurrences arides (sauf, peut-être, durant une partie de l'Aquitanien) laissent à penser qu'au pied des abrupts de faille récemment créés, les blocs abaissés se sont trouvés regradés par des pédiments, dès la fin de l'Oligocène.

La crise stampo-aquitaniennne, spécialement en ce qui concerne les topographies aplanies du Bas-Languedoc, inaugure donc une dichotomie dont les effets, selon les cas, prolongés ou renouvelés par les efforts diastrophiques survenant derechef au Pontien et au Villafranchien ancien et dont la réalité a été établie ci-dessus, vont se manifester jusqu'à notre temps. Désormais, en effet, s'opposent des blocs élevés et isolés, plus ou moins exigus, et des panneaux abaissés, du fait de la tectonique. Subissant les mêmes avatars, notamment les variations des systèmes morphoclimatiques, ils n'en vont pas moins du, seul fait de leurs positions différentes, évoluer dans une relative indépen-

dance, les uns par rapport aux autres. Alors qu'une basse surface se développe largement sur les compartiments affaissés (surface fondamentale) qui se montre particulièrement monotone en pays de Montpellier, de Nîmes et d'Uzès, les hautes topographies de "l'Eperon jurassique" du Bas-Languedoc, beaucoup moins intactes, s'avèrent plus riches de formes variées significatives. Elles constituent donc une sorte de laboratoire naturel où l'on peut déceler, avec plus de sûreté, les actions morphogénétiques qui se sont également exercées sur les bas plateaux où, néanmoins, leurs effets, plus discrets, sont moins distincts. Nous commencerons donc par ces hautes topographies.

Elles dérivent, bien entendu, de l'aplanissement de l'Oligocène inférieur dont la genèse a fait l'objet des développements précédents.

Comme la surface basse, et à plus forte raison, à cause de son ancienneté, elles n'ont pu résister à l'injure du temps que lorsqu'elles se sont trouvées établies sur des roches suffisamment résistantes, calcaires durs ou dolomies.

a)- Localisation des témoins résiduels de la haute surface :

A peu près éliminés des abords du couloir rhodanien méridional et de l'encadrement immédiat des "passages" de l'Aude, occupant, au contraire, des espaces étendus dans les Gras, les Garrigues occidentales et les Causses dans leur portion Est, nous avons cru pouvoir l'identifier, au-dessus de l'aplanissement fondamental (à propos duquel nous apporterons

nos justifications) jusque dans les Corbières orientales. En pays montpelliérain et au Sud du Département du Gard, la haute surface se montre confinée au sommet de blocs isolés, avec un caractère résiduel incontestable. Une telle fragmentation ne suffit pas à dissimuler son gauchissement: la dénivellation impose des altitudes accrues vers le Nord et vers l'Ouest, dans l'avant-pays languedocien des Cévennes; vers le Nord et vers l'Est, pour le bassin des Causses; vers le Sud et vers l'Ouest en zone pré-pyrénéenne. Le tableau pré-cité fournira les cotes et fixera les idées quant à ce gauchissement.

b)-Reliefs résiduels et réseau hydrographique:

Les reliefs résiduels, témoins de cette haute surface, ne sont qu'exceptionnellement incisés par des cours d'eau importants (cependant: au Bois de Saleyron., au Nord de La Bastide-Virac-Ardèche et dans la percée du Taurac). Reconnaissons le caractère quasi-tautologique de cette remarque qui aurait pu être passée sous silence, étant, en réalité déjà incluse dans la notion de "relief résiduel"; toutefois, elle a l'avantage d'imposer l'idée que le réseau hydrographique s'est développé à partir de la basse surface; notation logique: celle-ci est la plus étendue et on ne saurait, sans invraisemblance, accorder une trop grande ancienneté à celui-là.

c)-L'attaque des reliefs résiduels par leurs marges:

Très classiquement, les "monadnocks" ont été attaqués à leur surface qui a subi, dans les meilleurs cas observables

(ainsi le Causse d'Aumelas que nous étudierons avec davantage de détails plus bas), une perte de matière représentant une tranche de terrain d'une épaisseur de cinquante mètres, environ. Et ils ont été, d'autre part, agressés à partir de leurs flancs.

Cette érosion par les marges connaît une phase initiale d'extrême brutalité, en réponse à la crise tectonique stampo-aquitaine. Rappelons, sans nous y attarder à nouveau, les formations détritiques de l'Oligocène supérieur du bassin de Narbonne qui intéressent les Corbières et non la Montagne Noire, la brèche syntectonique des Matelles, les dépôts "torrentiels" de St-Ambroix. Leur médiocre dispersion que nous mettons en relation avec l'aridité dominante du climat, n'interdit nullement le recul des abrupts des failles ayant récemment rejoué ou nouvellement créés dont ils expriment justement l'attaque. Ils figurent, en somme, le talus de fragmentation au pied des "frontons" et au point de départ des glacis et pédiments qui regradent les compartiments affaissés. Signe de la rapidité du recul des flancs de nos reliefs résiduels, l'on a pu observer, parmi les conglomérats et les brèches, des fragments de stalactites (Montoulieu, Les Matelles) et des nodules phosphatés, d'une structure (et, par là, d'une genèse) analogues à celles des "perles des cavernes" (Nord du bassin d'Alès). Un karst oligocène, parvenu au stade des conduits de grand calibre, s'est donc trouvé éventré par de telles actions, à partir des flancs. Leur recul a réduit et le volume des blocs soulevés, et la superficie de leur sommet aplani.

2)-L'évolution de la surface des monadnocks-Importance des processus karstiques:

a)-Problèmes d'immunité karstique:

-Monadnocks étroits au karst souterrain sans ampleur -

L'importance des superficies conservées nous paraît avoir joué un rôle déterminant quant au sens de l'évolution des "monadnocks". Il semble que soit mise, ici, en évidence, une valeur de seuil. Les reliefs résiduels qui ont été, ainsi, les plus fortement amenuisés par le recul de leurs flancs voient leur surface sommitale mieux protégée, à la fois par leur isolement et par l'impluvium réduit qu'ils offrent. En terrain calcaire, limités à une alimentation pluviale à la mesure de cet impluvium, généralement sans possibilité de conquêtes souterraines aux dépens d'une aire de drainage plus vaste, ils n'ont développé que des réseaux hypogés sans ampleur, comme l'a souligné P.DUBOIS (1970). Ces réseaux existaient pourtant et, s'ils n'étaient guère denses, ils avaient dès ce moment atteint le stade d'une circulation vadosa, comme en témoignent les découvertes que nous avons relevées ci-dessus, concernant, en particulier les dépôts du pied du Taurac et qui sont dues à P.DEMANGEON (1959).

-Topographies résiduelles plus vastes et plus intensément taraudées:

Il est vrai que les caractères mêmes du karst du Taurac suggèrent que ce massif est demeuré longtemps lié aux ensembles calcaires du Nord de Ganges et des colorations à la fluores-

céine prouvent que, dans une large mesure et malgré le déblaiement du synclinal, fait géologiquement récent, il l'est encore. Par là, nous nous rapprochons du cas des reliefs résiduels offrant un impluvium plus vaste et, par conséquent, plus densément taraudés. L'ensemble: Causse d'Aumelas- massif de la Moure peut être pris, ici, comme exemple. Certes, la circulation hypogée actuelle de cette masse calcaire ne semble pas d'une particulière richesse. C'est que, compte tenu des dispositions structurales (contact anormal par chevauchement de l'anticlinorium de Montpellier sur le synclinal de St-Paul-et-Valmalle), d'une part; et d'autre part, de l'inclinaison générale de la région vers le Golfe du Lion, acquise au Néogène, le Causse d'Aumelas se trouve, aujourd'hui, "barré" du côté amont. Il va de soi que cet agencement peu favorable à l'alimentation en eaux souterraines, n'avait pu encore produire d'effet, lors de la crise stampo-aquitaine, alors que le renversement des pentes régionales s'amorçait à peine. A de tels massifs de grande étendue, encore moins qu'aux reliefs résiduels de taille restreinte, on ne peut refuser le privilège d'une certaine "immunité karstique". Encore faut-il noter que cette notion a été conçue pour les parois calcaires, en référence aux schémas d'une érosion superficielle "normale" et que l'immunité prétendue devient toute relative si l'on veut bien considérer la perte totale de matière, y compris celle qui intervient non seulement sur les flancs des massifs mais aussi à leur surface et à l'occasion du parcours souterrain des eaux dans l'ambiance paléo-bio-climatique fréquemment chaude

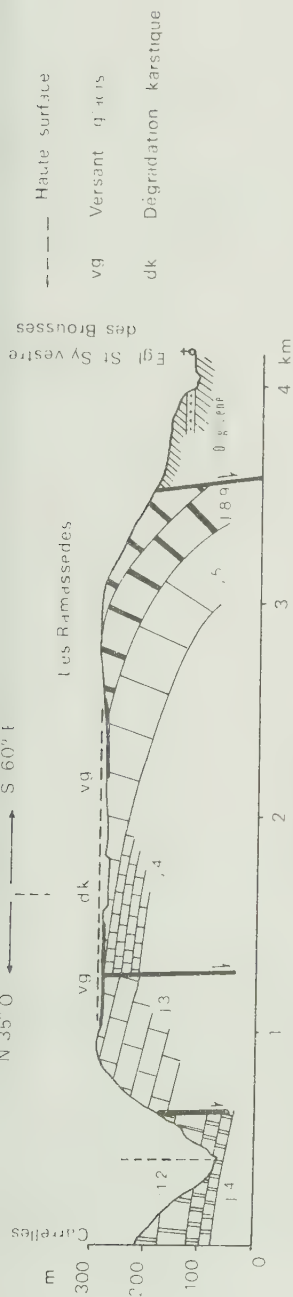
et humide du Néogène. L'énorme masse de calcaire contenue dans les sédiments littoraux des mers miocènes et pliocènes, les tufs, certains néogènes, peut-être, le plus grand nombre quaternaires, sont la preuve d'une considérable exportation de carbonate dissous. A notre sens, la plus faible partie provient du lavage de nos topographies aplanies; la plus grande a son origine dans la dissolution souterraine.

b)-L'usure karstique de la haute surface:

-Signification biostasique de la terra rossa:

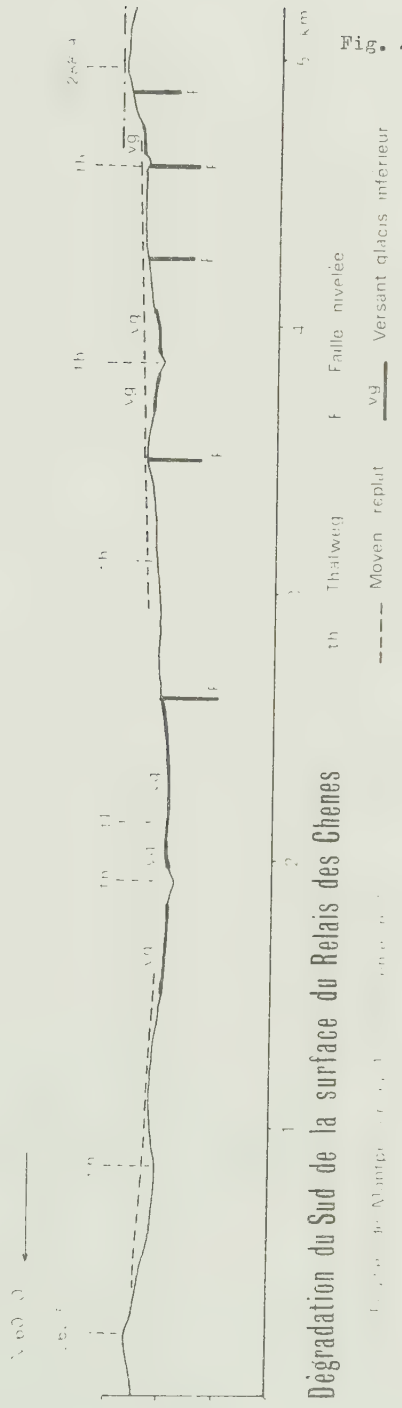
En surface, avec des régimes forestiers qui paraissent s'être imposés d'une façon fréquente, sinon continue, au long des temps néogènes, on doit admettre le développement de sols évolués aux dépens du substrat mésozoïque, par "décalcification"; mais aussi par altération des débris remaniés des épandages établis sur ces plateaux et des reliques des diverses couvertures sédimentaires qui les ont, un temps, fossilisés. Parmi ces dernières, au contraire de ce qui se passe pour la surface inférieure où le voile transgressif abandonné par la mer miocène, bien que largement détruit, se laisse encore déceler grâce à la présence des minéraux lourds de la molasse, spécialement ceux d'origine alpine qui n'ont pu être véhiculés que par les courants marins, on ne doit compter, au niveau de la haute surface que sur les traces, profondément modifiées des dépôts lacustres paléogènes. On reconnaît là les origines des deux "complexes", depuis longtemps identifiés par P.MARCELIN (1942): argiles dites de "décalcification" et éléments "détritiques", dont le mélange

forme la terra rossa. Sans doute objectera-t-on que toute la terre rouge n'est pas tertiaire. Il suffit, en effet d'observer les "loess" rubéfiés de la Garrigue nîmoise (Dr.CABOUAT et P.MARCELIN, 1954) pour s'en persuader. Mais, d'un autre côté, tous les caractères de la terra rossa méditerranéenne apparaissent dans les paléo-sols miccènes, fossilisés, en Haute Provence, par le poudingue de Valensole (J.NICOD, 1967). Celle-ci doit donc être comprise comme totalisant, en une sorte de synthèse, à première vue énigmatique, les témoignages de toutes les altérations réalisées sur nos surfaces, tant à partir de leur substrat calcaire que des diverses couvertures qui l'ont, un moment, masquée, et cela depuis leur élaboration. Etant donnée la pureté habituelle des calcaires durs dont nous nous occupons ici, il est probable que le "complexe détritique" siliceux (jusqu'à 10% du poids du sédiment, avec une prédominance écrasante de la fraction légère sur les minéraux lourds, pour quelques analyses que nous avons réalisées, notamment en deux points du Causse d'Aumelas) l'emporte de beaucoup sur les résidus de la décalcification. Quoiqu'il en soit, il demeure certainement assez de terre rouge, témoin de phases biotiques, sur nos aplanissements élevés en terrain calcaire résistant et plus ou moins homogène, pour affirmer leur lente regradation sous couverture édaphique (lapiés couverts dont on sait qu'ils sont compatibles avec l'ablation d'une tranche de terrain importante et peuvent, au long des diaclases, ménager la communication entre le milieu superficiel et le monde souterrain).



Dégénération au Sud de la surface de Viols-le-Fort

Feuille de Lodeve au 1:25000ème nos 3 4



Dégénération du Sud de la surface du Relais des Chênes

Feuille de Lodeve au 1:25000ème nos 3 4

Fig. 45.

La topographie est entièrement modelée dans le Tithonique

-Concentration des écoulements superficiels- Vers la création de dépressions fermées:

Par les fissures de lapiès, la dissolution progresse au sein de la masse calcaire. Les phénomènes de concentration du drainage superficiel et souterrain, à partir des points privilégiés de l'impluvium où l'absorption se montre plus aisée, favorisent la création des dépressions fermées (dolines et ouvalas, poljés). Nous aurons l'occasion d'insister sur le rôle de la terra rossa qui, s'y rassemblant, aide à leur développement, sa nature sablo-argileuse lui conférant, toutes les fois que le milieu bio-climatique s'avère favorable, les propriétés "d'un pansement humide et corrosif". Dolines et poljés concourent avec les lapiès, à la lente retouche de la haute surface.

-Oscillations climatiques et alternances des évolutions karstiques et des phases de pédimentation:

Toutefois, les dépressions fermées que l'on observe actuellement, désorganisant des réseaux de vallées sèches auxquelles elles succèdent donc, et qui seront décrites et situées dans le chapitre suivant, à propos du plateau de Viols-le-Fort ou du Causse d'Aumelas, par exemple, demeurent menues, donnant souvent des signes de courte évolution, sans rapport avec la dégradation mesurable, réalisée aux dépens de la surface sannoisienne, notamment dans leur développement vertical. Il y a tout lieu de penser que ces dépressions, parfaitement identifiables dans nos paysages actuels, ne remontent pas haut dans le passé géologique: sans doute pas au-delà du Pliocène, les plus frustes et les plus

exigües étant vraisemblablement postérieures au Quaternaire moyen. C'est qu'il faut tenir compte des oscillations climatiques survenues depuis le début du Néogène. Les tendances semi-arides du Tortonien terminal et du Pontien, celles du Villafranchien ancien, d'une part; le froid sec quaternaire, temporairement avéré depuis le Mindélien, au moins, d'autre part, n'ont point favorisé la dissolution mais bien le débitage mécanique des roches et, en l'absence de couvert végétal dense, les ruissellements étalés et sauvages, responsables de types variés de glacis, plus ou moins médiocrement couverts, que nous décrirons. Au contraire, les phases humides, chaudes au Néogène et fraîches au Quaternaire, ont activé la dissolution, tant sous masque pédologique épais que sur la roche exposée.

c)-Regradation et dégradation karstiques:

J.NICOD (1967) accorde une grande importance au développement de dépressions fermées, dès les temps miocènes, épisode karstique en relation avec la forte production de terra rossa, géologiquement prouvée sur le pourtour du Golfe durancien. Mais, sans doute ces dépressions fermées ont-elles collaboré avec les lapiès, à ce moment, à une phase caractérisée surtout par la regradation de la surface haute. A notre sens, en effet, même compte tenu du perchement relatif de cet aplanissement acquis dès la fin de l'Oligocène, le phénomène de dégradation qui implique un approfondissement des dolines et des poljés, trouverait une meilleure place au Plio-Quaternaire: alors la circulation hypogée s'est trouvée activée - tant en ce qui concerne le

volume que la vélocité des flux - par suite de l'abaissement des niveaux de base locaux, au pied des masses calcaires, comme on le verra, notamment du fait du creusement des canyons.

Pour en revenir à la surface de nos plateaux calcaires, au sommet des hautes topographies, il apparaît clairement que les deux systèmes d'érosion pré-cités, en se succédant, agissent très différemment, dans l'espace, encore que de façon complémentaire: les processus latéraux semi-arides s'appliquent au niveau du régalithe dont ils assurent l'évacuation, renouvelant rapidement l'exposition de la roche saine; que cette dernière soit couverte ou non, la dissolution est efficace, en plus, dans le sens vertical, pourvu qu'une liaison suffisante soit assurée entre le milieu sub-aérien et le monde hypogé, garantissant un drainage souterrain. La puissance de la tranche de terrain déblayée depuis la création de la surface, outre celle des vallées asséchées depuis, dépend donc essentiellement de l'activité du karst.

-l'enseignement des coupoles et cuvettes caussenardes:

Mais, précisément, l'ampleur de cette dégradation (50 mètres comme noté précédemment, en ce qui concerne le Causse d'Aumelas) ne saurait évoquer un épisode bref, ni même unique. Nous ne pouvons la comprendre que comme cumulant les effets d'une évolution complexe et longue. Hors des dernières générations, les formes caractéristiques de chaque étape, notamment celles qui ressortissent au karst, n'ont pas été conservées ou sont devenues

méconnaissables. Il est remarquable que la topographie des Grands Causses présente des enseignements semblables. Récemment, R. SCHWARZ (1973) y a décrit des sortes de coupoles et de cuvettes de rayon kilométrique, disposées en rangées et en files où les dolines récentes ont occupé, à une échelle beaucoup plus réduite, hectométrique à décamétrique, des situations typiques: colr entre deux coupoles ou parties creuses des cuvettes. La photographie aérienne a révélé que ces alignements remarquables devaient être mis en rapport avec les bandes d'affleurement des horizons géologiques, commandées par la structure, ainsi qu'avec les fissurations d'origine tectonique; aux coupoles, en effet, correspondent les zones à "failllettes" et diaclases peu nombreuses et écartées; aux cuvettes, celles à fissuration dense, pouvant aller jusqu'au broyage. La tendance à la différenciation du relief en fonction d'inégales facilités offertes à la dissolution est évidente. Mais hormis quelques versants tendus et rectilignes et les dolines tardives, aucune forme caractérisée n'est conservée, notamment, aucune forme karstique un peu ancienne. Là encore, par conséquent, nous avons affaire à un relief polyphasé confondant dans un modelé assez peu "typé" d'un point de vue génétique, les effets cumulatifs de séries alternées d'actions récurrentes où le karst de surface joue, sans aucun doute, le rôle principal, appliquées aux mêmes lieux en raison de l'aptitude lithologique particulière et de la "préparation" tectonique exceptionnellement serrée affectant ces sites.

-L'influence lithologique -La dolomie :

Bien entendu d'un point de vue de l'influence lithologique, il convient de faire une place à part aux calcaires dolomitiques, dont les paysages revêtent une âpreté bien connue. La sensibilité de ces roches au broyage, leur porosité d'interstices, la variabilité de leur cohérence et de leur imprégnation magnésienne, leur relative résistance à la gélifraction, les conditions particulières de solubilité de la "dolomite", ce minéral étant agressé plus efficacement par des eaux tièdes, justifient ce modelé spécial qui semble, comme on le verra dans le prochain chapitre, obéir à des rythmes différemment adaptés aux oscillations climatiques plio-quaternaires, par comparaison avec ceux qu'on peut déduire de l'évolution des calcaires purs.

3)-L'évolution de la surface des monadnocks -Rôle des vallées
aujourd'hui asséchées:

Un autre type de dégradation de la haute surface est fourni par des systèmes de vallées, aujourd'hui sèches. A l'Est des poljés du Sud du Causse de Viols, vers le Puech Lacam, dans le voisinage du Relais des Chênes, lieudit des plateaux du Sud du St-Loup, nous en rencontrons quelques bons exemples, toujours nous tenant au niveau de la haute surface. A leur propos, nous distinguerons deux formes emboîtées: des Thalwegs étroits qui s'inscrivent dans leur axe et les grands versants peu "pentés" qui se tiennent en contre-haut.

a)-Vallées sèches à longs versants en glais,
témoins d'une phase rhexistasique:

Ces longs versants à pente transversale modérée appartiennent à une première phase de l'évolution des vallées en cause que caractérisent leur largeur remarquable et leur très faible encaissement par référence à la surface des plateaux. Citons, en exemple la Taillette des Graves, feuille de Montpellier au 1/50 000ème. Leur ampleur, leur faible déclivité, le caractère tendu de leur profil en travers évoquent un système de glacis de versants, à substrat de roche dure (ici, le calcaire Portlandien et Kimméridgien à faciès du Tithonique coralligène), bien qu'il s'agisse, en réalité et le plus souvent, de pentes réglées, mais à couverture fort mince. G. BLAUDET a bien voulu nous montrer des formes équivalentes dont le profil tend pareillement à être rectiligne, tendu entre le creux des thalwegs secs et les sommets surbaissés des croupes du Méjean oriental. Ce modelé évoque les actions mécaniques d'une phase de rhexistasie, avec déblaiement des sols et des régolithes, exhumation des lapiés ci-devant couverts qui se trouvent, de ce fait, livrés à la fragmentation. Là encore, sans une préparation où la dissolution assume le rôle essentiel, sous le couvert de sols forestiers, puis cette exposition de micro-aspérités devenues vulnérables, on comprendrait mal l'efficacité de l'érosion "latérale" à la surface de calcaires massifs comme le Tithonique, nu ou sous un mince voile décimétrique de débris. L'on doit pouvoir rapporter l'évolution analysée ci-dessus aux phases morpho-

climatiques de tendance sèche, soit au Tortonien final et au Pontien; soit au Villafranchien ancien. Les relations de ces glacis avec le thalweg qui s'inscrit faiblement au-dessous d'eux, nous inclinent à choisir plutôt la seconde solution.

b)-Le modelé du fond du thalweg des vallées sèches-
Des organismes juvéniles:

Le thalweg qui se tient à l'intersection de ces glacis-versants se montre fréquemment colmaté par la terra rossa, remaniée et mêlée d'éclats de gélifraction quaternaires; c'est la règle vers le centre des plateaux les plus massifs (Causses de Viols-le-Fort et d'Aumelas). Dans une situation un peu plus marginale, la plupart de ces thalwegs offrent un colmatage moins volumineux et moins épais où, du point de vue de leur façonnement, les alluvions venues de l'amont ne se distinguent, d'ailleurs, guère de la fourniture locale des versants; de la sorte, leur fond rocheux transparaît largement. Il n'est pas question de voir, en eux, des organismes fluviatiles "séniles" à partir desquels se serait modelée notre surface des sommets, à la manière d'une "pénéplaine", non seulement parce que le schéma davisien n'est pas conforme aux données que nous avons précédemment recensées et qui ont fourni le fondement de la reconstitution proposée, mais encore parce qu'il s'agit de réseaux nettement incisés, sous le niveau des versants glacis et, bien entendu préalablement aux actions de fossilisation sous les débris locaux auxquelles il vient d'être fait allusion. Certes,

l'inscription de ces thalwegs demeure faible, limitée à quelques mètres; mais les modestes versants de cette rainure centrale, lorsqu'ils sont visibles s'avèrent rocheux et abrupts; enfin, le tracé de méandres à encaissement total témoigne d'une "puissance nette" limitée mais positive. Ces rivières sont donc nées sur une topographie préalablement aplanie qui ne leur devait rien et ont été frappées de mort par l'absorption karstique, en pleines jeunesse et activité: ce sont des organismes "juvéniles".

c)-Les gorges de raccordement de bordure des massifs:

Sur les bordures mêmes des masses calcaires, ces thalwegs rattrapent brusquement le niveau de base déprimé des bassins de Garrigues, en s'encaissant de plusieurs dizaines de mètres. La retombée méridionale du plateau de Viols-le-Fort en offre de beaux exemples, aux contacts respectifs des dépressions d'Argelliers, de Cantagrils et de Murles. Quand on en aborde l'entrée, en les remontant, ces gorges de raccordement, encadrées de corniches rocheuses dominant des versants réglés, évoquant fallacieusement des "reculées", avec, du reste, des irrégularités sensibles. En effet, le profil transversal s'inscrit dans un V assez fermé; et, surtout, le profil en long se relève très rapidement vers l'amont où les corniches s'effacent, après quelques centaines de mètres de parcours, à peine. Cette remarque tend à accréditer l'idée que ces thalwegs, gravés après le stade des versants-glacis villafranchiens, se sont montrés assez durablement actifs, durant le Quaternaire, encore que nous ne puissions affirmer que, dans cet intervalle, ils aient été alimentés sans interruption.

4)- Justification climatique des retouches subies par la
haute surface :

Ainsi, précédant, quelquefois, telle génération de poljés qui le dégradent, ou, ailleurs, se développant parallèlement à leur évolution, un système de vallées, d'ailleurs assez bien hiérarchisé, s'est instauré sur notre haute surface, déjà usée par la lapiazation. Il faudra, évidemment expliquer comment de tels réseaux ont pu naître sur le calcaire. Ce qui revient à se demander comment celui-ci a été momentanément privé de la propriété d'absorber les eaux tombées à sa surface. Nous tenterons de répondre à cette question à l'occasion du chapitre consacré aux phénomènes karstiques auxquels nous ne pouvons éviter de faire allusion dans le présent développement, mais qui méritent d'être étudiés pour eux-même .

Les observations de détail que nous avons pu faire sur la haute surface induisent un modelé polyphasé pour lequel se sont succédé : des écoulements à fleur de plateaux, des phénomènes de glacis de versants, un ruissellement concentré en lits étroits marquant une tendance à l'incision, avant l'absorption karstique.

Il ne fait aucun doute que les systèmes de *thalwegs* et leurs versants, ainsi que les dépressions fermées qui s'offrent, aujourd'hui, à l'observateur, ne représentent que les plus récents avatars subis par l'aplanissement qui nous occupe. On peut aisément y reconnaître les effets complémentaires de

phases rhexistasiques (glacis, mobilisation des débris calcaires et de la terra rossa) et d'épisodes biostasiques (production de terre rouge, écoulements linéaires, dissolution). L'on sait que de tels épisodes n'ont cessé d'alterner, depuis le début des temps néogènes. Mais faute que les formes relativement anciennes aient été conservées, on ne peut en saisir que les effets cumulatifs, là où les faiblesses dues à la lithologie et à la micro-tectonique conduisaient les processus à se répéter aux mêmes endroits (coupoles et cuvettes). Les données d'ensemble de la paléo-géographie permettent de fixer les périodes chaudes et humides où dominant le ruissellement linéaire et, sur les inter-fluves, la dissolution, associée à la pédogenèse: soit, le Miocène inférieur et moyen, la plus grande partie de l'Astien et, assurément, certaines phases favorables du Quaternaire, sans oublier, dans une certaine mesure, les temps post-glaciaires. Cependant, il a existé, au Pléistocène, des climats non moins humides, mais froids, hostiles à la luxuriance végétale et convenant peu à une évolution rapide des sols et néanmoins propices à la dissolution superficielle sur la roche alors en voie de fragmentation et mal couverte. Quant aux époques marquées par les écoulements irréguliers et brutaux, de type latéral, démantelant et redistribuant les masques (éclats calcaires, terra rossa et "sidérolithique"), renouvelant ainsi l'exposition de la roche, derechef promise au débitage mécanique, elles sont évidemment à tendance sèche (fin du Tortonien, Pontien; fin de l'Astien, Villafranchien ancien) ou froide (Quaternaire moyen et récent). De ce qui précède,

l'on voit que se sont succédé plusieurs types assez différents de milieux biostasiques et rhexistasiques. D'où résulte que leurs alternances n'ont pas consisté en une série récurrente sans nuances. Il n'aurait pu, d'ailleurs, en être autrement, en raison d'autres facteurs: savoir, l'évolution forcément progressive de la circulation souterraine qui commande le drainage superficiel et dont les débits et la vélocité accrus n'ont pu que contribuer à activer le soutirage karstique, et non sans liaison avec celle-là l'incision de quelques canyons, là du moins où ils dissèquent assez exceptionnellement la surface haute, incision réalisée également par étapes.

B- Bilan des retouches de la haute surface:

1)- Monadnocks exigus regradés -Le Taurac:

Parmi les motifs de différenciation, il faut prendre en considération le facteur topographique: la surface des "monadnocks" exigus, peu diversifiée, apparaît essentiellement regradée (Taurac); dans les fragments étendus de la haute surface, il convient davantage de mentionner une véritable dégradation.

2)-Ample reliefs résiduels et évolution de type appalachien-

Les reliefs différentiels en voie de "révélation":

Le bilan des actions successives envisagées plus haut s'inscrit dans une sculpture de type appalachien. Celle-ci est indiscutable, particulièrement caractérisée dans le "complexe chevauchant" méridional du Bas-Languedoc où la structure plissée est serrée. L'exemple le plus remarquable est fourni par le Causse

d'Aumelas. Le relief appalachien y montre cependant des formes discrètes. C'est que les contrastes lithologiques n'y sont guère prononcés (ou, alors, les marnes vulnérables sont "barrées" par des bancs de calcaires très résistants qui les enserrrent, notamment sur les bordures du Causse). L'ancienne mise en valeur agricole avait tiré un parti extrêmement nuancé des contrastes topographiques et lithologiques: l'ager s'étant emparé des glacis disposés au front ou au revers des crêtes, le saltus persistant sur les barres. Les crêtes ainsi dégagés dans les calcaires massifs du Callovien supérieur et du Rauracien, en particulier, se tiennent vers l'altitude de 300 mètres. Ils dominent une sorte de plancher, souvent assez bien aplani qui accapare la plus grande partie de la surface de ces plateaux et qu'agrémentent les sillons peu marqués des vallées sèches, désorganisées, à leur tour, par de petits poljés (Lamoureux, Mas de Terrus, Légitime ...). La valeur de la dégradation subie par la surface oligocène est mesurée par la différence d'altitude entre ce plancher et les points hauts, soit une cinquantaine de mètres. Ces Garrigues portent un "masque" périglaciaire quaternaire qui définit la "chaîne" génétique suivante, qu'on peut détailler sur les pentes modestes de la surface: lapiès enterrés, lapiès exhumés, clapiers de gélifraction, éboulis ordonnés sur versants pavés ou réglés, conduisant vers les points d'absorption du karst. Mais il est évident que ce masque karsto-périglaciaire, non plus, d'ailleurs que les modestes poljés et les vallées sèches demi-effacées ne sont à l'échelle de la mise en

valeur différentielle de la structure qui requiert des actions remontant plus haut dans le passé néogène. Discrète, comme on l'a noté, celle-ci est tout de même assez nette pour qu'un observateur attentif puisse l'utiliser pour en déduire l'architecture de cette partie du pli de Montpellier- architecture qui se laisse deviner, mais dans un système de pentes très inférieures aux pendages. La structure transparait donc faiblement; comme le fait l'image d'une plaque photographique qui n'a été plongée qu'un court instant dans le bain révélateur. Nous avons donc proposé, pour désigner ce début de dégradation appalachienne: relief différentiel en voie de révélation.

3)-Vers la création d'une nouvelle surface aux dépens de la topographie saannoisienne-Nivellement des failles oligocènes:

Dans le cas particulier du Causse d'Aumelas, cependant, la faible extension des crêtes, témoins de l'état initial de la topographie, et la grande étendue occupée par les retouches sont telles qu'on peut se demander si ce "plancher" constitue une simple dégradation de la surface oligocène ou si, par effacement des accidents bordiers, le plateau n'a pas été incorporé- crêtes appalachiennes exceptées- dans la basse surface. Si nous hésitons à l'admettre c'est que cela impliquerait une déformation vraiment très importante (pour partie épirogénique et pour partie tectonique, la faille du Coulazou permettant, alors de fixer l'ordre de grandeur du rejet) lors des phases pontienne et villafranchienne dont nous avons, il est vrai, établi que "l'E-

peron du Languedoc" avait enregistré les effets.

Reste que, de l'Ardèche aux Pyrénées, en particulier dans les Corbières de nombreuses failles de distension oligocènes se montrent nivelées. Il faut tenir pour à peu près certain que tous nos éléments de surface haute ont été surélevés au Néogène, au moins dans le cadre des grands "panneaux" qui fournissent les éléments d'une division sous-régionale, et que le regard visible de leurs accidents- limites n'est qu'en partie mis en valeur par érosion différentielle, au gré de systèmes morphoclimatiques successifs, du reste. C'est ainsi que les blocs isolés et surélevés (Bois de Paris, Puech des Mourgues) ont dû, lors des périodes de climat favorable (fin du Tortonien et Pontien; Astien terminal et Villafranchien ancien), figurer des inselbergs, dont les pentes se sont abâtardies en se mettant en équilibre avec les exigences dynamiques différentes, notamment, lors des phases froides du Quaternaire. Répliques languedociennes des deux Bessillon varois étudiés par J.NICOD (1967).

L'on sait que les déformations récentes sont moins impressionnantes dans les Grands Causses. Mais notre carte montre que les dégradations de la surface la plus élevée s'y traduisent, encore par la "révélation" d'éléments structuraux.

IV - LA SURFACE "FONDAIMENTALE" DU BAS-LANGUEDOC, DERIVEE DE LA PRECEDENTE:

A- Ses caractères:

Souvent demeurée dans un état de grande perfection, en particulier du fait de supports lithiques favorables, encore qu'incisée par les thalwegs et, non moins fréquemment, quoique modérément, gauchie, elle procède, par retouches successives d'inégale importance, selon les lieux, de la vieille surface oligocène dénivelée dont nous avons tenté la reconstitution, là, précisément où elle modelait les panneaux que la tectonique stampo-aquitaniennne, puis le diastrophisme du Néogène et du Quaternaire ancien ont abaissés. Son extension est en rapport direct avec la réduction de l'aire occupée par le niveau des "monadnocks" dans lequel elle s'est emboîtée, du fait même des actions d'usure cumulées qu'elle a subies. L'on a vu qu'elle se réduisait à des "couloirs" dans l'espace sub-cévenol, s'étendant, au contraire, en vastes plateaux dans les Grands Causses, les Corbières et en Bas-Languedoc, en direction de la mer et du Rhône. Comme en Provence, par conséquent, elle mérite d'être qualifiée de "fondamentale".

Les données du problème-

Son façonnement est long et complexe; sa dégradation, bien qu'en général plus minime que celle de la surface haute, est inégalement avancée. Trois ordres de phénomènes interviennent qui permettent de suivre son évolution et de rendre compte des particularités sous-régionales de son état actuel:

- d'une part, l'extension de la mer transgressive des molasses qui en a fossilisé momentanément une partie, tandis qu'elle respectait la portion la plus intérieure.
- d'autre part, les variations des systèmes morpho-climatiques déjà précisées, faisant alterner les phases de bios-stagie et de rhexitasie.
- enfin, le diastrophisme, particulièrement pontien, susceptible d'augmenter localement et de moduler, selon les secteurs, l'ampleur du phénomène d'ablation.

B- Les types d'évolution de la surface fondamentale:

1)- Les topographies fossilisées par la molasse:

L'observation de la topographie fossilisée par la molasse nous renseigne sur les premières étapes de cette évolution, antérieures à la transgression. Elle révèle un relief où les commandements étaient fort modestes mais le modelé passablement varié, du fait de la coexistence d'éléments aplanis et de reliefs contrastés.

a)-Topographies différenciées fossilisées par la molasse:

-Par le Burdigalien -

Ainsi, le Burdigalien, aux environs de Sommières, occupe une dépression monoclinale excavée aux dépens de terrains éocènes, entre le flanc néocomien de la Vaunage, à l'Est, et l'Oligocène de la "plaine" de Campagne, à l'Ouest.



Environs de Collias : faillette courbe de distension dans l'Urgonien portant les marques d'un rivage miocène

-Par le Vindobonien-

De même, entre les maisons du village de Théziers, le calcaire à moellons du Vindobonien enveloppe littéralement les irrégularités (d'échelle réduite, il est vrai) que présente le Néocomien faillé. Plus probante est la coupure d'érosion, évaluée après sondage, à environ 200 mètres de profondeur, où s'est empilé l'Helvétien, entre Junas et Aubais (M.GOTTIS, 1957, 1964).

-Le cas des miroirs de faille fossilisés-

En divers lieux du Bas-Languedoc, la molasse est venue fossiliser des miroirs de failles très frais: soit au Burdigalien (Collias), soit à l'Helvétien (Bouzigues, Fabrègues). Dans le dernier exemple cité, on a pu démontrer une activité synsédimentaire de l'accident (M.GOTTIS, 1957, 1964).

-b) Les topographies aplanies fossilisées par la molasse :

Mais on trouve parfois la molasse dans une position qui permet de supposer raisonnablement que ce sédiment a recouvert la surface fondamentale pratiquement intacte (Uzègeois, pourtour de la Vaunage pro-parte, surfaces des piedmonts de la Gardiole et de la Moure). A proximité de Montpezat, le Burdigalien scelle un biseau d'érosion, recoupant l'Urgonien des Lens, l'Eocène de Robiac et, pour partie, l'Oligocène du synclinal de St-Mamert; toutefois, l'on peut déceler, au détriment de ce biseau, un début de mise en valeur différentielle antérieur à la fossilisation miocène. Force est de constater que les éléments fossilisés où la surface est conservée avec une certaine

perfection, se localisent préférentiellement sur les calcaires résistants: Jurassique de la partie orientale du pli de Montpellier, faciès urgonien des Garrigues d'Uzès et de Tavel, divers termes mésozoïques dans les Corbières allochtones (voir, à ce sujet, les tracés récents, reportés sur la feuille hydrogéologique de Leucate: S.SOLAGES, 1970). Et encore, dans les secteurs en cause, doit-on noter le fait (sur lequel on reviendra, à propos des Corbières) que la molasse est attestée tantôt en contre-bas des massifs aplanis, tantôt sur la surface sommitale, tantôt à mi-flanc, dans une position immédiatement subordonnée à cette surface; elle est quelquefois représentée par des lambeaux sédimentaires d'observation facile; ailleurs, elle n'offre que des traces, seulement décelables par ses minéraux lourds "alpins" dont le plus commun est l'épidote. Ce dernier critère est précieux: bien que peu d'études aient été encore tentées dans ce sens, parmi les terres résiduelles qui traînent à la surface des plateaux (P.DEMANGEON, 1959, 1967; F.DE L'ANGEON, G.FABRE, et H.SALVAYRE, 1972; E.COULET, 1969; G.FABRE, 1969, 1972; F.GUYOT, 1970), il permet, en effet, de compléter, pour définir l'extension de la transgression, les renseignements fournis par l'observation des anciens rivages.

ainsi se dégage l'impression d'une topographie fossilisée par la molasse qui portait encore la marque de quelques abrupts tectoniques non effacés, offrait quelques exemples de mise en valeur lithologiques différentielle, n'admettait guère d'aplanissement étendu que sur ce faciès résistant (A.CHABAUD,

1961; J.P. PEULVAST, 1971), étant évident que ces derniers appartenaient à des massifs déjà dénivelés et partiellement isolés.

On remarquera que les conditions de repos de l'Helvétien sont tout à fait semblables à celles du Burdigalien. Sans doute, la transgression miocène ayant un caractère progressif, les topographies conservées sous les dépôts moyens ont subi une usure un peu plus prolongée que les reliefs fossilisés par les horizons inférieurs. Sans doute, encore, (et l'on en trouvera la preuve dans les remarques qui précèdent concernant l'ensevelissement des miroirs de faille), une certaine mobilité a-t-elle persisté, tout au long de la durée de cet étage. Reste que ces décalages et ces variations n'ont pas fondamentalement modifié les paysages morphologiques, qu'ils soient précocement ou tardivement mis sous les scellés de la molasse. Il n'existe pas en Bas-Languedoc, à notre connaissance, un second conglomérat "à patine verte" (Burdigalien supérieur), s'interposant entre les deux étages témoins de la transgression et susceptible d'y dénoncer un incident important.

c)-Inefficacité de l'abrasion marine au cours de
l'ingression -

Levons, sans tarder, l'hypothèque, reconnue bien surfaite, de l'abrasion marine au cours de l'ingression. Son ineffectivité est patente. Que la côte ait été précédée de cordons de sables et de lagunes comme on l'a quelquefois admis, qu'elle ait été protégée par une végétation d'un type proche de la mangrove, comme on l'a aussi proposé, que, localement, elle ait été couver-

te au-delà du classique chenal par un récif-barrière, tel celui que J.P.CHEVALLIER (1956,1958) a étudié à Autignac (Hérault), ou, encore, qu'elle ait été lobée de golfes et d'estuaires que signalent leur dessalure et pauvreté en minéraux allogènes, comme cela a été démontré à Montpezat et Villevieille (A.BONNET,1948; P.DEMANGEON,1959), golfes et estuaires profondément engagés dans les terres, imposant un "fetch" limité, il semble permis de poser que la mer de la molasse a très médiocrement agressé son littoral. Peut-être une certaine mobilité de la ligne de rivage y est-elle également pour quelque chose. Quoiqu'il en soit, ainsi qu'il a été noté ci-dessus, les miroirs de failles, mués en falaises par la transgression ont seulement subi une action de polissage. Ils n'ont pratiquement pas reculé du fait de l'abrasion marine. D'une façon plus générale, il ne nous a jamais été possible d'identifier aucun élément de plateforme d'abrasion authentique, d'âge miocène, dans tout l'ensemble du Bas-Languedoc. A plus forte raison, en s'étalant sur les topographies sub-horizontales, n'y remaniant que sols, régolithes et cailloutis "hérités" des périodes précédentes, l'offensive marine n'a réussi, comme en Provence et selon l'expression de J.NICOD (1967) qu'à "simuler" une plaine d'abrasion marine, ici burdigalienne, là vindobonienne.

d)-Remaniement des paléosols et régolithes-

En ce qui concerne le remaniement des sols, rappelons la présence de limonite dans le Burdigalien du bassin de la Bénovie, à l'Ouest de Sommières (P.DEMANGEON,1959). Pour le

conglomérat basal à patine verte du Burdigalien inférieur (le seul que nous connaissions, en Bas-Languedoc), le même auteur, dans les gisements des environs de St-Quentin-la-Poterie, a pu mettre en évidence un classement de type fluviatile, en contraste avec l'émoussé et l'imprégnation glauconieuse qui sont marins; de la sorte, il apparaît avec netteté que ces galets ne représentent que le "maquillage" de cailloutis continentaux redistribués par la transgression. Voilà pourquoi ils sont inégalement distribués, toujours plus abondants au voisinage des affleurements de conglomérats paléogènes, selon une remarque de G.DEMARCO (1968, 1961) - ce qui n'exclut nullement la possibilité d'apports fluviatiles frais -, et cependant, localement installés sur des formations géologiques dont ils ne peuvent pas provenir; ainsi sur les marnes bleues de l'Aquitanién, à la Caunelle, au Nord-Ouest de Montpellier (P.DEMANGEON, 1959). En tous cas, même en tenant compte des effets de dispersion dus à ses vagues et à ses courants littoraux, on peut estimer que la mer burdigalienne, dans son avancée, n'a infligé qu'une médiocre usure à la topographie des compartiments abaissés par la tectonique de la fin de l'Oligocène et dont l'alignement constitue notre surface "fondamentale".

e) Faiblesse des retouches ayant précédé la fossilisation -

Action sans envergure qui succède au phénomène de pédiplanation stampienne, par nature pelliculaire, auquel il a été fait allusion plus haut, et qu'on peut déduire, au niveau de la

surface fondamentale de la coupe des Matelles, selon M. MATTAUER (1962), en interprétant la diffusion de la brèche comme typique d'un système morphoclimatique semi-aride, ainsi que l'a fait R. DUGRAND (1963), le même enseignement découlant des dispositions sédimentaires du bassin de Montarnaud, précisées par M. CASTEL et J. L. REILLE (1968). On comprend qu'un tel processus n'ait pas réussi à niveler tous les miroirs des failles récemment surgies, en particulier dans le cas de certaines d'entre-elles demeurées vivantes jusqu'à la transgression qui a suivi. En outre, le milieu aride ne favorise pas seulement les glacis rocheux, mais encore une fine sculpture différentielle. De la sorte ont pu s'amorcer les creux dont l'approfondissement sera le fait de la récurrence humide que nous avons attribuée à l'Aquitanién. Légères inégalités que la molasse a fossilisées comme nous l'avons constaté. Enfin, pour les aires tardivement fossilisées, à l'Helvétien seulement, l'évolution a été commandée par le milieu biostasique du début du Miocène. Au total, il nous paraît que les éléments de la surface fondamentale, ainsi placés sous la protection du voile transgressif n'ont pas perdu beaucoup de matière depuis la crise tectonique oligocène qui les a affaiblis.

2)-Topographies ayant évolué hors du voile molassique fossilisateur -

a)-Le sens de cette évolution- Quelques critères d'identification -

Que nous ayons pu tirer un enseignement de la présence,

dans la terra rossa recueillie sur tels plateaux, des minéraux lourds de la molasse, n'implique nullement qu'il nous soit possible, par symétrie, de dégager la leçon inverse de leur absence. Nous pensons, néanmoins, que le Nord- Ouest de l'espace languedocien, particulièrement à l'approche de la dorsale cévenole et, vers la Séranne, de son prolongement caussenard, a été épargné par la transgression miocène: si médiocre soit cet argument, rappelons que nous n'avons pas trouvé l'épidote dans les analyses de quelques prélèvements que nous avons opérés, à l'occident du méridien de Montpellier. Faute du témoignage de la molasse, faute, également, de dépôts corrélatifs reconnus, il est naturellement impossible de se faire une idée de l'état de ces topographies demeurées émergées. Pourtant, ce que nous savons de l'évolution parallèle, alors enregistrée par la haute surface, nous permet de connaître les processus qui se trouvaient à l'oeuvre sur la basse; rappelons-les: active pédogenèse sous couvert forestier, apportant une forte contribution à la composition du stock composite de la terre rouge, comme il a été démontré en Provence (J.NICOD, 1967); écoulements linéaires exoréiques, prouvés, en Bas-Languedoc même, par la dessalure des golfes marins (molasse helvétique de Villevieille, près de Sommières); début d'évolution karstique (fossilisation du "Trou des Chasseurs", aux environs d'Issanka). Encore peut-on avancer, à peu près sans coup férir, que les forces d'érosion à l'oeuvre n'étaient guère capables de dégrader profondément les topographies déjà aplanies, bien que ce fût certainement, dans les territoires

qui nous intéressent ici, comme de l'autre côté du Rhône, le sens de leur action (J. NICOD, 1967). Il faut voir, dans cette modération, les effets de la crise tectonique de l'Oligocène élevé et de la transgression subséquente: panneaux affaissés et hauts niveaux de base marins ne pouvaient activer l'incision verticale des lits fluviaux ni accélérer le drainage souterrain et la dissolution profonde. Mais la corrosion a dû s'exercer en surface, sous masque édaphique; comme en Provence, enduits limoniteux sur les dalles et les galets des fonds de poljéferme de l'Estagnol, replat de la Marelle-(différents des enduits hématitiques du "mur" de la bauxite) et épandages de sables et cailloutis siliceux ont valeur signalétique quant à cette phase de l'évolution dont les effets ont dû être infiniment moins spectaculaires que sur la haute surface.

b)-Unité et gauchissement de la surface fondamentale-

On ne peut faire, aujourd'hui, aucune distinction topographique entre les portions exhumées de notre surface fondamentale et celles qui sont probablement demeurées exemptes de tout recouvrement transgressif, du fait de la mer des molasses. Entre le bassin d'Alès et le fossé de Pujaut, un aplanissement se développe sur près de 40 kilomètres d'Ouest en Est. Sa partie orientale est exhumée du voile miocène; la mer n'a très vraisemblablement jamais recouvert sa portion occidentale. Pourtant, il montre, dans son ensemble, une belle unité: observé depuis la Calmette, il forme, sur toute son étendue, la ligne d'horizon qui ferme le paysage vers le Nord. On n'y découvre d'autre

ressaut que le Repère de Dève, , cûté 362 mètres(horst récent et non vieux monadnock, à notre avis; données du problème in R.B. DORIA ,1972) et le replat néogène de 170 à 150 mètres subordonné aux Forêts de Malmont, Tavel et Rochefort.L'ensemble, bien que présentant un alignement remarquablement profilé est déformé, de part et d'autre du sommet de Dèves. A l'Ouest, la surface s'incline de 311 mètres à 260-250 mètres, au niveau des crêtes biseautées de l'anticlinal double de St-Just. A l'Est, la pente, beaucoup plus longue, conduit de 300 mètres à 220 mètres,dans la forêt de Tavel; plus loin, au travers des pays rhodaniens, J.P.PEULVAST (1971) a décrit le gauchissement de la même surface, tronquant le sommet de la "barre" de Roquemaure.

Un rejeu tardif du léger mouvement anticlinal axé sur la "reculée" de St-Guilhem-le-Désert paraît avoir, également, ployé la surface fondamentale que défonce, à cet endroit, la gorge de l'Hérault: vers le Nord, elle pend en direction du bassin oligocène de St-Bauzille-de-Putois et Montoulieu; au Sud,elle s'incline vers le bassin d'Aniane.

c)-Degré d'influence du diastrophisme récent et notamment pontien sur l'évolution des topographies aplanies-

Nous avons reconnu, dans de tels gauchissements, les effets du diastrophisme néogène. Mais on voit bien la question que nous ne pouvons manquer de poser: ces portions de l'aplanissement fondamental, représentent-elles, à peu près sans modifications, la topographie pré-miocène (ici, pré-burdigalienne; là,

pré-vindobonienne) dont nous avons tenté, ci-dessus, de reconstituer la genèse? Ou bien s'agit-il d'une surface d'érosion entièrement différente, induite de la tectonique et de l'épirogenèse inaugurées au Pontien ?

d)-Comparaison avec les régions voisines, notamment la Provence-

Dans le premier cas, nous y verrions l'équivalent de la "surface fondamentale" de Provence, décrite par J.NICOD (1967), l'homologue de l'aplanissement "pré-miocène" de J.MASSE-PORT (1960) dans l'avant-pays du Diois et des Baronnies et celui du niveau "fini-Oligocène" de M.DERRUAU (1949-1950), pour le socle du Massif Central. Symétriquement, par rapport à la dorsale cévenole, nous devrions reconnaître un aplanissement synchrone, sous des niveaux hérités d'épisodes plus anciens et au-dessus de méplats plus récents, dans les Grands Causses, rompant ainsi avec la tentative de rajeunissement du modelé de ces étendues calcaires, par opposition avec leur cadre siliceux, autrefois tentée par H.B.UULIG (1928), mais renouant partiellement avec l'attentive analyse du relief que nous devons à P.MARRES (1935), quoique dans une perspective génétique différente puisqu'il ne nous est plus possible de voir, dans cette hiérarchie des niveaux, la succession d'épicycles davisien.

3)-Le problème de la surface "d'arasion" pontienne-

Dans la seconde hypothèse, nous devrions rallier la conception d'une surface "d'arasion" pontienne, selon C.CORNET,

tant en Provence (1961,1965,1967,1969) qu'en Bas-Languedoc (1972) et dans les pré-Pyrénées méditerranéennes (1968).

a)-Sa réalité -

Nous admettons bien volontiers la réalité de phases d'érosion aréolaires postérieures au dépôt de la molasse, l'une étant très vraisemblablement pontienne, l'autre datée du Villafranchien ancien. Quant à la première, C.CORNET (1972) a fourni un argument décisif en soulignant le caractère original du mélange des argiles, sables et petits graviers épandus à la surface du Causse de Pompignan, puis partiellement piégés dans le karst qui s'y est développé. En reconnaissant l'épidote, au sein des dépôts prisonniers de la Grotte de l'Hortus, J.C.MISKOWSKY (1972) apporte une preuve supplémentaire de la justesse de l'interprétation sédimentologique présentée par Mlle CORNET, en y ajoutant l'assurance de la proximité de gisements de molasse qui se sont trouvés détruits depuis. L'érosion aréolaire, en réponse au dias-trophisme pontien (diastrophisme et érosion peut-être amorcés au Tortonien, comme tend à le prouver la "molasse à dragées") et dans un milieu bio-climatique évoluant vers une sorte de savane, justement depuis le Vindobonien, paraît donc un fait bien établi et que corrobore le biseautage, ensemble, et du mésozoïque et de la molasse. Ce dernier phénomène est bien observable: au contact des Garrigues et de la plaine, du pays de Castries à celui de Lunel; sur le piedmont Sud-Ouest de la Gardiole, vers le Trou des Chasseurs, non loin d'Issanka; dans les Corbières orientales et sub-littorales des environs de Lapalme et de Leucate. On tirera

encore argument du nivellement de quelques failles, disposées en "répliques" des grands accidents oligocènes, par exemple près de Murles et d'Argelliers, en pays Nord-Montpelliérain.

b)-Une inconnue: l'universalité de son extension:

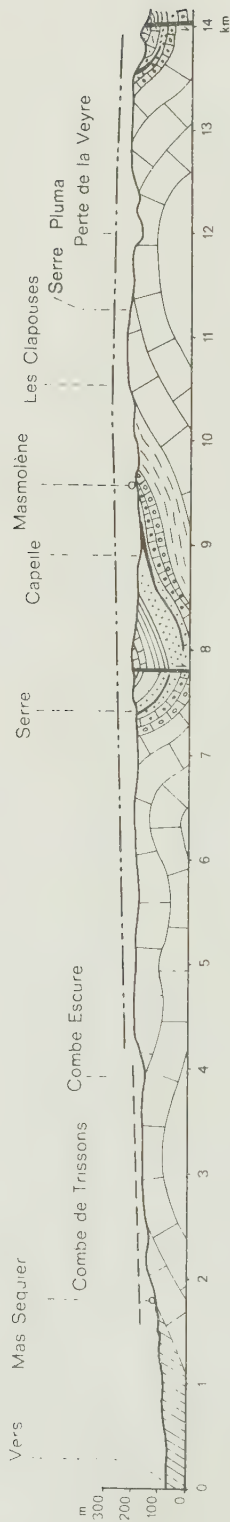
Toutefois, nous n'avons aucune assurance que ces grands accidents eux-mêmes, bien que ranimés au Pontien, aient jamais été totalement réduits par l'érosion, depuis l'Oligocène. Quant aux failles secondaires pré-citées, elles montrent, à leurs lèvres, le Tithonique butant contre lui-même, particularité qui ne plaide guère en faveur de puissants rejets. Compte tenu de l'épaisseur des affleurements du calcaire tithonique que l'on observe aujourd'hui, de la puissance maximale originelle admise pour ce faciès, on ne peut guère accorder aux rejets en cause beaucoup plus qu'une centaine de mètres, au mieux.

c)-Notre hypothèse: un simple épisode de regradation:

Par là, on peut conjecturer que l'érosion pontienne n'a pas déplacé des masses de matière considérables. Nous avons noté, dans le premier chapitre de ce travail, les raisons pour lesquelles les formations superficielles du Causse de Pompignan nous paraissaient résulter d'un simple démantèlement des couvertures éocène et oligocène, accompagné d'une modeste regradation des marno calcaires néocomiens du substrat et d'un remaniement de cailloutis qui se trouveront encore mobilisés, à la fin de l'Astien et au Villafranchien ancien, le milieu bio-climatique y étant alors redevenu favorable. Avouons que, dans l'intervalle

de 4 à 6 millions d'années représentant la durée du Pontien, il nous paraît quelque peu difficile de ranger: une crise diastrophique, la réalisation d'un aplanissement étendu, réduisant les accidents récemment surgis et, encore, une phase de dissection linéaire, incisant cet aplanissement à peine achevé. C'est pourquoi nous avons essayé de justifier les canyons observables en milieu continental et attribuables à la paléogéographie de cet étage, en les rattachant à des circonstances particulières, de façon à faire l'économie d'un changement de système morpho-climatique. Par ailleurs, admettre, au Pontien, la réalisation d'une grande surface entièrement nouvelle, implique que les commandements des reliefs régionaux ont été entièrement acquis depuis: c'est-à-dire, compte tenu de l'enregistrement et de la valeur détritique des faciès, pour l'essentiel, à l'occasion des déformations villafranchiennes. Or, quant à celles-ci, nous possédons bien des formations corrélatives pour lesquelles nous apporterons quelques précisions dans notre dernier chapitre, mais en quantité réduite. De la sorte, dans l'état actuel des connaissances, il nous semble moins imprudent d'admettre que ces commandements ont été réalisés par la cumulation de rejeux successifs (Oligocène élevé, Pontien, Villafranchien ancien) des plus importants de ces accidents. En outre, nos appréciations demeurent, ici, contenues dans les limites que nous assignent les pendages faibles et les rejets très modestes qu'on peut observer dans la molasse.

PLATEAUX DE L'UZECEOIS.



- 252 bis -

Surface « fondamentale »
Retouche récente de la surface « fondamentale »



- n⁴ Barrémien a faciès urgonien
- a⁵ Aptien marneux
- n⁶ Aptien grésocalcaireux
- c¹ Albien - Vraconien - Sables roux et grès
- c^{2a} Cenoman. infr. sableux avec bancs de quartzites du faciès « tavier »
- c^{2b} c^{2bl} Cénom. moy. grés - sabl. du faciès « paulétien » avec niveaux ligniteux.
- c^{2b} Arg Cénom. moy. argileux
- c^{2c} Cénom. Supr. grés. calcaire.
- m² molasse helvétique.

Fig. 47.

(feuille d'Uzès)

B - Diversité sous-régionale des retouches néogènes :

Du reste nous ne prétendons pas tant réduire, sur un plan très général, l'ampleur de la regradation pontienne qu'en établir la diversification sous-régionale.

1) - La surface infra-miocène exhumée, à peine regradée (avant d'éventuelles dégradations):

a) - L'Uzégeois oriental-

Un premier cas est celui de la surface infra-miocène exhumée, à peine regradée (avant d'éventuelles dégradations), mais ultérieurement isolée et disséquée, dont les plateaux de l'Uzégeois oriental (anticlinal de Valliguières et synclinal de la Capelle-Masmolène) fournissent un exemple. La fossilisation, l'exhumation et la faiblesse de la regradation sont, non seulement, attestées par la présence des minéraux "alpins" dans la terra rossa (F. GUYOT, 1970), mais, J. Von FALKENHAYN (1967) y a découvert, en place, un peu au Nord de Pouzilhac, vers 220 mètres, un petit gisement fossilifère de molasse élevée stratigraphiquement, à faciès de "saffre". Le voile transgressif, facilement déblayé, par suite de la grande différence de résistance qui l'oppose à son substrat mésozoïque où domine l'Urgonien récifal, la surface modelée antérieurement au dépôt de la molasse, puis ainsi remise au jour, s'est encore trouvée protégée par un isolement prématurément acquis, du fait de l'excavation des dépressions qui entourent ce secteur (bassin d'Uzès proprement dit, synclinaux de la Tave et de l'Alzon-Gardon), ceci en fonc-

L'ANTICLINAL « DOUBLE » DE BOURDIGUET-ST-JUST :



Surface "fondamentale"

Fd · faille de décrochement

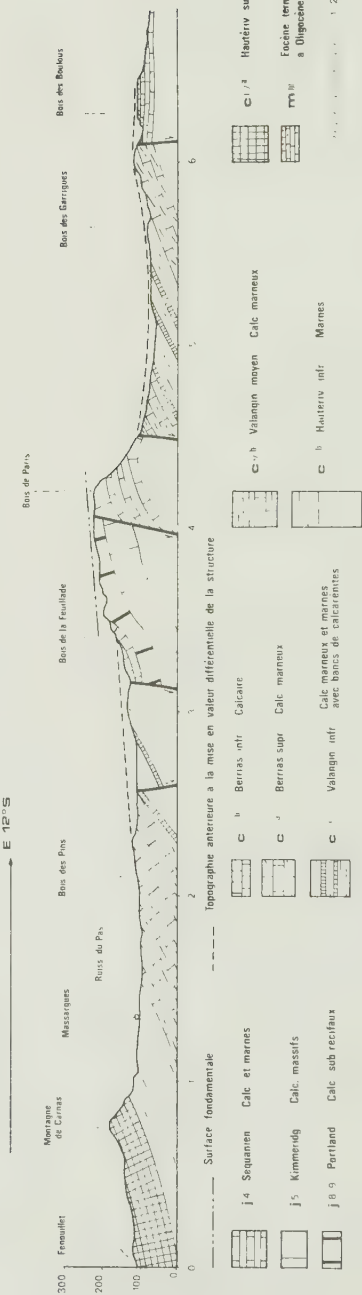
d : discordance.

tion du niveau de base très déprimé et tout proche qui s'établit lors de la régression pontienne et qui ne cessera de demeurer en contre-bas de la plus grande partie du plateau calcaire, même pendant la transgression plaisancienne. Le prouvent, justement, les canyons pontiens que les dépôts pliocènes ont envahi ensuite (N.D.de Rochefort; Tave: J.P.PEULVAST, 1971). Une leçon se dégage donc de l'étude de cet exemple: bien que fort gélive, et en grande partie démantelée au Quaternaire comme l'établit le manteau des "loess" qui dérivent de sa destruction, la molasse avait déjà enregistré un déblaiement notable au Pontien. La "suspension" altimétrique de la surface fondamentale, n'excluant pas un certain gauchissement, déjà signalé, témoigne, toutefois, de la relative résistance à la subsidence du "panneau" qui la porte, par comparaison avec le compartiment rhodanien, sis immédiatement à l'Est et fortement affaissé.

b)-Formes appalachiennes sculptées aux dépens de la surface fondamentale :

D'où le développement, sur ce plateau infra-crétacé, de formes de genèse appalachienne, traduisant les effets de l'érosion différentielle à partir de ces niveaux de base proches et déprimés. Dans l'Est de cet ensemble de Garrigues, les combes de St-Victor et de Tavel (J.P.PEULVAST, 1971) en sont encore au stade où s'esquisse discrètement la "révélation" de la structure. Celle de Valliguières est déjà mieux dégagée, à partir d'un réseau hydrographique principalement surimposé - peut-être tardivement antécédent, compte tenu de possibles et ultimes mouve-

E 12° S



ments du sol. Avec la combe de Belvezet et les dépressions affectant la région anticlinale de St-Just, entre Uzès et le bassin d'Alès (et là, sans doute, au-delà de l'ancienne extension de la molasse), les captures, peut-être préparées par des pertes souterraines, en tous cas classiquement favorisées par des cassures de la masse calcaire, orthogonales aux axes plissés et la disposition en ~~baïonnette~~ des thalwegs, qui en résulte, jouent un rôle décisif. Avec une certaine ampleur latérale des barres et des dépressions (de l'ordre du kilomètre pour les premières, un peu moins pour les secondes), l'inscription vigoureuse du réseau hydrographique (de 50 à 90 mètres) sous la surface dont les sculptures de l'érosion différentielle ne parviennent pas à rendre à l'observateur, la reconstitution malaisée, on a affaire à un relief appalachien tout à fait typique.

c)-Replats exhumés incorporés à la surface fondamentale et relief micro-appalachien :

Dans le cadre des actions de regradation envisagées plus haut, il arrive que soient déblayés, outre la molasse, des éléments des couvertures lacustres de l'Oligocène, abaissés au pied d'un abrupt de faille (Ouest de la plaine de Campagne, en contre-bas du Bois de Paris) ou d'une flexure (Ouest du bassin de St-Martin-de-Londres, sous le flanc anticlinal du Bois de Bouis et de la Montagne de la Suque). Dans ces cas particuliers, des facettes de la topographie infra-oligocène déformée sont tectoniquement amenées à proximité du niveau de la surface fondamentale et, au prix d'une légère retouche, s'alignent plus ou

moins dans son plan. Du fait de l'abondance du matériau peu perméable, dû à la décomposition à peu près sur place, des dépôts lacustres démantelés, une dégradation karstique, par dépressions fermées, s'est imposée, suivant les processus décrits plus haut, en ce qui concerne le second exemple. C'est un relief micro-appalachien qui a été façonné, dans le premier, spécialement dans le triangle: Lecques, Aspères et St-Clément.

d)-Bilan concernant les formes appalachiennes:

A ce point, et avant d'examiner d'autres modalités d'évolution de la surface fondamentale, au cours des temps néogènes, recensons et regroupons les facteurs qui ont déterminé les divers types de sculptures appalachiennes que notre analyse nous a permis de signaler.

-Le facteur lithologique:

Le premier est lithologique: il exprime la vigueur du contraste et la puissance des bandes de terrain sculptées par l'érosion différentielle. De ce point de vue, il est intéressant de comparer les formes développées dans les couches épaisses du Néocomien marin à celles acquises aux dépens des bancs minces et peu constants du Tertiaire lacustre. On peut ajouter, en complément, la notation des valeurs des pendages, généralement plus faibles en Bas-Languedoc que dans les exemples similaires relevés par J.NICOD (1952), en Provence.

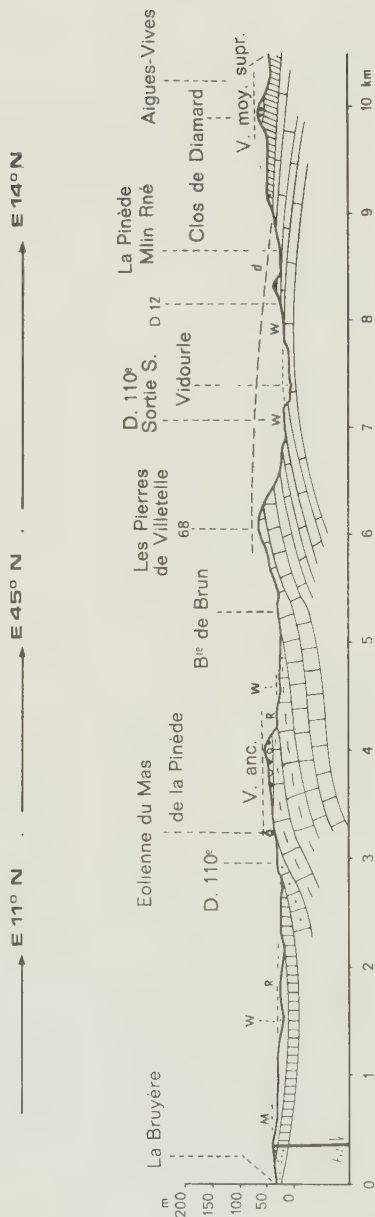
-Durée d'application des processus de l'érosion différentielle :

Le second se réfère à la durée géologique d'application, à la continuité et à la vitesse d'action des processus de l'évolution différentielle. Il est donc inversement proportionnel à la capacité d'absorption karstique des bandes affleurantes les plus faibles. Il est, en outre, directement proportionnel à l'aptitude à l'ameublissement de ces roches; par là il se rattache, sans doute, au facteur précédant; mais encore faut-il que les débris, ainsi créés, soient évacués, ce qui met en cause les systèmes morphoclimatiques.

-Rôles respectifs de l'érosion linéaire et de l'érosion aréolaire:

Classiquement, nous avons relevé l'existence de quelques réseaux hydrographiques "en baïonnette" (dont les écoulements actuels ne sont pas forcément pérennes- cas de "sous-adaptation climatique"). Mais force est de constater que certains micro-crêts appalachiens, environnés de petits glaciers de front et de revers, se trouvent dégagés assez loin du petit Thalweg qui a commandé le travail de dissection, au point que, dans cette mise en valeur, les processus d'évolution des versants ont évidemment un rôle décisif. Dans quelques cas extrêmes (St-Mamert), l'on voit des micro-crêts se dresser en pleines vignes labourées, ce qui implique que leur commandement, de quelques mètres, doit quelque chose à l'érosion anthropique, ici évidemment de nature aréolaire. Bref, le troisième facteur proposé est la part rela-

LA CLUSE DU VIDOURLE (« Porte d'Aubais ») - Anticlinal aplani, fossilisé par la molasse puis exhumé de ce dépôt



V. anc. Villafanch. anc. à cailloutis locaux partiellement calcaires
V. moy. et supr. Villafanchien rhodanien à cailloutis siliceux.

niveau mindélien.
niveau rissien.
niveau wurmien.

d discordance infra-burdigalienne.
et surface « fondamentale ».

Fd faille de décrochement.

(feuille du Lune) ;

n^{2a} Valangin. infr. et moyen. Calc. marneux.

n^{2b} Valangin. Supr. Calc. « miroitant ».

n³ Hautérvien. Marnes et calc. gris.

e⁴ Vitrollien. Marnes et grès.

e⁵ Lutétien. a) Niveau pisolitique.
b) Calcaire lacustre.

m¹ Burdigalien. Faciès sableux.

tive de l'érosion linéaire et de l'érosion aréolaire dans la mise en valeur des formes.

2)-La zone flexurée au contact plaine / Garrigue. Importance des regradations pontionne et villafranchienne :

La zone flexurée du contact plaines-Garrigues, de l'Est de Montpellier à Lunel, a offert un second type de modalités à la regradation pontionne et, plus tard, villafranchienne.

a)- Fragments de la surface infra-miocène exhumée et isolée :

La réalité d'un aplanissement infra-miocène est attestée, dans ce secteur, tant au sommet du panneau anticlinal de la "Porte du Vidourle"(cluse de ce fleuve côtier à Aubais), sur calcaire "miroitant" valanginien, que pour le biseau d'érosion de l'extrémité orientale du pli de Montpellier, développé aux dépens du Jurassique, du Néocomien et de leurs enveloppes paléogènes; à propos de ce dernier exemple, le lambeau burdigalien de la Roque, à un kilomètre, environ, au Sud de St-Génès-des-Mourgues, en forme de "pastillo", scellant les divers affleurements recoupés par la topographie d'aplanissement en cause, s'avère tout particulièrement démonstratif. Nous pouvons même ajouter que l'essentiel de l'effort de planation a dû être d'âge finioligocène: en effet, ses différents éléments, bien conservés seulement sur roches résistantes, se trouvaient partiellement isolés, les uns des autres, lors de la transgression miocène. De fait, à Castries comme à Baillargues, la molasse est conservée sur les flancs inclinés des Garrigues jurassiques ou néocomiennes;

à Vendargues, elle occupe une sorte de col transversal qui masque mal une dislocation ayant sans doute valeur de décrochement; quant à l'Helvétien, d'Aubais à Junas, l'on sait qu'il a envahi une coupure d'érosion de 200 mètres de profondeur.

b)-Réalité et faiblesse des retouches néogènes et villafranchiennes-Notion de remploi :

Reste que la topographie actuelle rabote, à peu près dans un même plan, la molasse et son substrat, mésozoïque ou paléogène, et que ce biseau d'érosion, ne recoupant celui que nous venons de signaler, à la Roque, que sous un angle extrêmement faible, n'en est pas moins un précieux témoignage de la réalité de l'arasion néogène dont nous cherchons, ici, à mesurer l'importance. On notera, en sus, que rien ne rappelle, localement, les canyons du type de celui de N.D. de Rochefort, induits, plus au Nord par les bas niveaux de base pontiens; que le retour, après cette même régression pontienne, des rivages de la mer astienne, vers des niveaux, nettement inférieurs à ceux du Miocène, mais très proches de l'altitude de ces plateaux, n'a pu favoriser une dissection précoce; que les traces de cailloutis villafranchiens (niveau ancien et moyen) plaident en faveur de l'incorporation de cet aplanissement néogène à des topographies plus ou moins fossilisées par les épandages du début du Quaternaire. Bref, l'impression s'impose que plusieurs efforts d'aplanissement se sont succédés, ici, se coupant sous des angles que leur faiblesse ne permet guère d'apprécier. Nous nous risquons donc à avancer les termes de remploi et de substitution partielle d'un aplanis-

sement à un autre. Pour qu'il en soit ainsi, une condition est nécessaire: que, malgré les variations bien établies du niveau de base marin tout proche, les topographies en cause soient toujours demeurées à une altitude à peu près équivalente à celle des rivages successifs. C'est donc le style du diastrophisme local (mouvement de bascule et flexuration à assez vaste rayon de courbure), ainsi que l'intensité et le rythme général, lent, de ces déformations qui nous paraissent décisifs.

c)-Autres exemples comparables de remploi :

-Le Sud de la Montagne Noire orientale-

D'autres exemples paraissent confirmer l'analyse précédente. Sur la retombée, au Sud, de la Montagne Noire orientale, existent, en effet, des traces d'aplanissement. Elles revêtent une perfection particulière sur les calcaires dévonien, résistants à l'abâtardissement des formes acquises et, du reste, bénéficiaires de l'immunité karstique. Ainsi, la surface du Causse de Laurens, sise vers 190-200 mètres, qui semble datée, sans équivoque, par un bel épandage de cailloutis villafranchiens, formant un affleurement d'orientation méridienne, large de 4 à 500 mètres, au moins, long de plus de 6 kilomètres et qui déborde, au Sud, sur le pays de la molasse biterroise où il fait saillie, par inversion du relief. Pourtant, en dépit du caractère spectaculaire de ce témoignage, on peut douter que le bel aplanissement de ce Causse dévonien se soit réalisé tout entier au cours d'un seul épisode, aussi bref et, sans doute, d'affinités semi-arides, telles du moins que cet épandage semble permettre

d'en formuler l'hypothèse. D'autant qu'un peu plus à l'Est, le même calcaire dévonien se trouve pareillement modelé, sur le Causse du Falgairas, mais atteignant une altitude de 250 mètres, non seulement plus élevée que celle des cailloutis villafranchiens du Biterrois oriental, mais également supérieure à celle de tous les témoins néogènes environnants (y compris la molasse mais exceptés les basaltes). Si l'on veut bien, alors, lire plus soigneusement les formes de ce flanc Sud des "Avant-Monts", on retrouvera d'autres lambeaux aplanis qui s'échelonnent du Falgairas, à l'Est, jusqu'aux environs de Cessenon, à l'Ouest, permettant la reconstitution d'un élément de surface déformée que jalonnent, respectivement, les cotes: 250,200-190 et 150-130. Il s'agit, à notre sens, de la surface fondamentale, ici essentiellement pré-miocène, gauchie, dont les parties aissées en direction de la cluse de l'Orb (qui recevrait ainsi une explication), ont été remployées dans un aplanissement plus récent, là seulement où elles se sont trouvées amenées à un niveau compatible avec une rupture de charge des courants villafranchiens, propre à rendre compte de l'abandon des cailloutis et, sans doute, d'une faible regradation, moins due à leur capacité d'abrasion mécanique qu'à leur aptitude à filtrer, au-dessus du support calcaire, des eaux agressives de percolation.

-Les Corbières orientales:

La topographie des Corbières orientales et de quelques massifs voisins se prête à des réflexions assez semblables. Rappelons que P.BRUNET (1958) y a distingué une surface élevée, dite

de Fontjoncouse, avec des points hauts atteignant 330 mètres, sous des reliefs résiduels plus élevés encore, pour des points bas autour de 290-300 mètres; il l'oppose à une surface plus basse, dite de Roquefort, comprise entre 100 et 130 mètres et qui domine à son tour un replat de 60-70 mètres vers Lapalme. Se prolongeant sur la chaîne de Fontfroide, la surface de Roquefort y porte des cailloutis siliceux du "Pliocène supérieur" (entendons du Villafranchien). D'où l'attribution des deux entités en cause à des périodes récentes.

Tout à fait compatibles avec cette analyse sont les résultats récemment publiés par Mlle C.CORNET (1968), d'un travail relatif à la "surface de Vingrau", au niveau de 300 mètres, "riche en placages de sables argileux, généralement rutilants, parfois jaunâtres, associés à des nodules de limonite" ... mêlés de ..." beaucoup de quartz ainsi que de dépôts de galots et de blocs cristallophylliens bien roulés" (p.312) que cet auteur place "après la phase pyrénéenne paroxysmale et avant le creusement des canyons sous-marins", du Pontien terminal (ibid).

Cependant, les tracés révisés, destinés à la nouvelle carte géologique et dont on peut déjà trouver une précieuse indication dans l'Atlas hydro-géologique au 1/50 000ème du Languedoc-Roussillon feuilles de Narbonne et de Leucate, par S.SCLAGES. 1970 montrent, avec une clarté qui n'avait pas été atteinte jusqu'ici, les relations de la molasse avec la surface de Roquefort pré-citée. Trois lambeaux datés du Burdigalien retiennent plus particulièrement l'attention: l'un, au Sud des Caves, est sis

nettement en contre-bas de la masse calcaire; l'autre, au Malpas, est conservé sur son flanc, à mi-hauteur, entre la surface du Serre du Scorpion et le niveau de l'étang de Leucate; le troisième, largement démantelé et réduit à des traces, recouvre, à la fois, le Jurassique supérieur et l'Eocène, entre les caps du Roc et du Romarin, à peu près au niveau de l'aplanissement (courbe de 100 mètres). Le Vindobonien, classiquement transgressif (Sud de Caves et Cap du Roc) a dû s'étendre plus loin encore, bien qu'il n'en reste, actuellement, pas d'autres traces intactes. Pour le Burdigalien, en tous cas, les conditions de gisement sont parfaitement semblables à celles que nous avons pu constater dans le cas de la surface fondamentale languedocienne et qui ont été décrites plus haut. Il y a donc tout lieu d'admettre, là encore, que l'effort d'aplanissement principal est anté-miocène, en ce qui concerne une partie, au moins, de la surface de Roquefort, tandis que la surface de Fontjoncouse dériverait de notre haut niveau, hiérarchie méritant, en elle-même, de retenir l'attention. De fait, ce haut niveau n'a pas dû être recouvert par l'ingression de la mer des molasses: à peu de distance à l'Ouest, au Serre de Vergès, un relief à allure de "monadnock", sis au Sud-Est de St-Paul-de-Fenouillet, vers 590 mètres d'altitude, il a été trouvé, dans le remplissage d'une fissure karstique (M. MEURISSE, J. MICHAUX et B. SIGÉ, 1969) une faune de micro-Mammifères, donc continentale, d'âge miocène inférieur. Le soutirage karstique auquel on doit sa conservation ne peut lui être qu'à peu près contemporain; à notre sens, il doit marquer, non l'âge de

la haute surface, mais bien celui de son perchement relatif, au moment où s'élaborait l'aplanissement fondamental, en contre-bas.

Reste que les surfaces des Corbières sont déformées; elles pendent, en particulier, vers les plaines de l'Aude. Et les arguments produits par P. BRUNET et C. CORNET, rapportés plus haut, conservent toute leur valeur. Aussi proposons-nous une justification, assurément complexe et proche de celle que nous ont suggéré déjà deux exemples étudiés: considérant qu'il s'agit bien, ici de nos niveaux" fondamental" et élevé, respectivement, mais remployés et regradés, à la faveur de leur gauchissement néogène.

3)-Le cas de "l'Eperon jurassique" -l'vieux étagés:

a)-L'étagement des replats néogènes et villafranchiens sous la surface fondamentale:

Avec un autre type de déformation, les choses vont différemment: ainsi de l'Eperon jurassique" du Bas-Languedoc dont M. DREYFUSS (1941) a souligné le style, sorte de ploiement néogène en dôme de rayon de courbure important. Là, comme nous l'avons déjà noté, tant du côté de la vallée de l'Hérault qu'à l'approche du synclinal de St-Paul-et-Valmalle et qu'aux abords du fossé de Montbazin-Gigean, se développent des niveaux récents, en tous cas postérieurs au dépôt de la molasse. Une analyse attentive des feuilles topographiques de Montpellier et de Sète permet d'en compter deux, l'un datable vraisemblablement du

Pontien, l'autre, plus sûrement, du Villafranchien ancien. On les observe, en particulier, au Sud-Est de Murviel et aux environs de Cournonterral et de Cournonsec, en contre-bas de la Terre Mégère, vers des altitudes se tenant, respectivement proches de 150-130 mètres et de 100 mètres. Ils s'inscrivent comme des méplats emboîtés, en-dessous de l'aplanissement fondamental. Notons qu'en Provence, un emboîtement semblable a été décrit, au profit d'un pédiment pontien, au Sud de la Chaîne de l'Etoile (G.CLAUZON, 1961).

b)-Conditions climatiques nécessaires à une telle évolution :

Si l'on se souvient que les terrains tertiaires qui enveloppent le massif jurassique sont peu résistants aux diverses formes de l'érosion mécanique et que, par conséquent, cette zone marginale n'a guère pu servir de niveau de base local stable pour l'élaboration d'un modelé d'érosion régressive développé aux dépens des calcaires secondaires, il apparaîtra d'autant nécessaire, pour rendre compte de ces dispositions, de prendre en considération des oscillations climatiques, telles que ces dernières roches soient d'abord corrodées et fragmentées en régolithe vulnérable (stades successifs des lapiès et des clapiers) avant d'être la proie d'actions de déblaiement.

c)- Référence aux Grands Causses pour comparaison:

Le même schéma vaut pour les Grands Causses où les niveaux établis par l'érosion néogène s'étendent, subordonnés à l'aplanissement fondamental et surtout attestés à l'Ouest et

au Sud de cet ensemble. Ils sont quelquefois datés par des laves (Nord de l'Escandorgue), parfois caractérisés par des argiles à cailloutis siliceux; celles que conservent des "fluvio-poljés", comme celui de St-Maurice-de-la-Clastre formant, d'ailleurs des épandages plus récents que celles piégées alentour (M.CADILLON, 1970).

d)-Rôle des surfaces sub-structurales dans les Grands Causses :

Toutefois, compte tenu des pendages, généralement faibles dans le bassin caussenard, les retouches imputables aux actions néogènes de regradation ont pu dégager de larges éléments de topographies substructurales qui s'alignent, plus ou moins bien, dans le plan du biseau d'érosion: tel l'affleurement d'Aalénien-Bajocien qui forme le flanc Nord de la combe des Rives et dont la signification ne peut échapper quand on l'observe, depuis le Sud-Ouest, des premières pentes de l'Escandorgue.

4)-L'évolution de la surface fondamentale nivelant le socle du Massif Central:

Il n'est évidemment pas question d'éléments structuraux à la surface du socle cristallin et métamorphique qui entoure l'espace caussenard. Rappelons que nous avons pensé pouvoir y reconnaître notre aplanissement fondamental que dominent des reliefs résiduels, telle l'échine de la Margeride, au Nord du Palais du Roi, du moins. Mais les uns et les autres ont été dégradés. Au long de la seconde moitié du Tertiaire et aux dé-

buts du Quaternaire, les mêmes influences climatiques qui ont agi sur les Grands Causses, se sont manifestées, en ces terres siliceuses, sinon les mêmes processus. M.DERRUAU (in : M.DERRUAU P.ESTIENNE, A.FEL, 1958), utilisant la base des coulées de laves néogènes, a chiffré la tranche de terrain enlevée, en Auvergne, à une puissance d'environ 100 mètres. Reconnaissons, toutefois qu'une telle appréciation est beaucoup plus difficile à réaliser dans les plateaux compacts de la zone de dispersion des eaux qui sont ceux que nous avons cartographiés, en principe protégés par leur position même mais d'altitude supérieure et où, de surcroît, les venues volcaniques, plus discrètes et dispersées, ne sont pas pareillement échelonnées dans le temps. Néanmoins, cette usure existe: elle s'est montrée naturellement sélective, en fonction de la lithologie et des reliefs différentiels qui manquent de vigueur et ne se rattachent généralement pas de façon aisée aux styles de modelés "appalachiens" du bas pays. Des filons du quartz demeurent quelque peu en saillie (Saugues), les effusions de granulite (Rond de la Moulière) dominent faiblement les granites encaissants; l'architecture des embréchites des environs de Chasseraud et la Bastide porte des cotes supérieures à 1.300 mètres, en cet endroit exceptionnelles. Mais dans l'ensemble, entre les coupures des grandes vallées, l'impression générale est celle du classique moutonnement des croupes et du lacis des vallons peu creusés, à profil transverse en berceau et où alternent bassins remblayés et étroitures localisant ruptures de pente et affleurements rocheux. Preuve que ces

vallons où les micro-méandres de la rivière sont désormais détachés des flancs, sont, malgré ce, des thalwegs infantiles, freinés dans leur développement. On conçoit aisément que, là encore, les interfluves aient connu altération et arénisation du fait de la chaleur humide néogène, et des crises de débilalement, pendant les périodes de rexistisie, semi-arides, particulièrement à la fin du Miocène et à celle du Pliocène, froides au Quaternaire- crises qui ont déchaussé les chaos de blocs ou la roche en place, devenue, dès lors distributrice d'éboulis. Mais les mêmes oscillations climatiques qui ont marqué les Garriques et les Causses, ont produit dans le socle des effets différents et plus monotones. Si vigoureuse que soit l'inscription des grandes vallées (400 mètres pour la gorge de l'Allier près d'Alleyras), l'isolement des éléments de surface, entre-elles, est demeuré beaucoup plus relatif. Le canyon caussenard est une frontière rigoureuse parce qu'il a frappé de mort ses affluents autochtones dont les eaux se perdent dans la masse calcaire: la hiérarchisation du réseau des tributaires est alors compromise. Quelle que soit, en matière d'érosion linéaire, l'avance des grandes rivières sur ces tributaires, la hiérarchisation des réseaux ne semble guère avoir été sérieusement gênée, dans le socle, imperméable sous les réserves superficielles des arènes. Y-a-t-il eu création de pédiments vindoboniens-pontiens comme ceux auxquels il a été quelquefois fait allusion dans d'autres parties du Massif Central? De telles retouches sont difficiles à déceler. Elles sont plus évidentes au Villafranchien où P.BOUT

(1960,1962) s'est attaché à leur étude, à la faveur d'aires de subsidence tardive: bassin du Puy-en-Velay et voisinage du fossé du Malzieu-Ville. Une certaine regradation a donc sans doute alterné avec les phénomènes de dégradation rapportés ci-dessus; mais, finalement, ce sont ceux-ci qui ont dominé. Aussi, les formes de la topographie d'aplanissement étant moins nettes, il est plus délicat que dans le cas des plateaux calcaires d'en apprécier les efforts modérés de gauchissement. Pour toutes ces raisons, nous avons exprimé graphiquement la surface fondamentale et ses retouches récentes, là où affleure le socle du Massif Central, par des signes de "trame", distincts de ceux qui ont été employés pour les pays calcaires.

C- Conclusion relative à la surface fondamentale:

Ainsi croyons nous pouvoir tenir notre "surface fondamentale", dans son acception la plus large, comme oligo-miocène, c'est-à-dire: amorcée au Stampien, parachevée avant la fin du Pontien; sans pour autant négliger les retouches néogènes qui ont pu localement être importantes- moins, sans doute, par la tranche verticale de terrain soumise à l'ablation que par l'extension horizontale de ce niveau aux dépens des reliefs résiduels- nous pensons avoir établi que l'essentiel du travail d'aplanissement était acquis et même qu'un début de dégradation s'était manifesté avant l'ingression miocène.

1)-L'unité d'évolution de l'ensemble du Sud-Est français

Nous ne prétendons nullement que la "surface fondamentale" languedocienne ait été parfaite. Non seulement les "monadnocks" du haut niveau ont subsisté jusqu'à nous, mais les reprises d'érosion aréolaires oligo-miocènes paraissent s'être effectuées, chacune, dans les limites des claveaux que déterminent, à travers la couverture sédimentaire, les cicatrices majeures du socle hercynien. Aussi, ce qui compte, à notre avis, ce n'est pas tant l'alignement des cotes d'altitude dans l'ensemble régional que la hiérarchie, partout répétée, dans chaque aire sous-régionale de nos deux surfaces principales et, éventuellement de leurs retouches récentes. Une telle conception concilie la variété de nos paysages avec l'unité d'évolution et du Bas-Languedoc, et, plus largement, comme nous nous sommes efforcé de le démontrer, de toute la France du Sud-Est. Elle fait moins référence, excepté dans les secteurs confrontés aux rivages anciens, à la notion de niveau de base général marin qu'à celles de niveaux de bases locaux induits par les jeux du diastrophisme.

2)-Potentiel érosif induit par les déformations récentes et nuances dans l'évolution de la surface fondamentale-

En effet, l'ancienneté relative du travail principal d'aplanissement permet de rendre compte des déformations enregistrées par le biseau d'érosion qui en dérive, de sa fragmentation et de l'isolement de tels éléments bien conservés sur

calcaires résistants. L'ampleur variable de ce diastrophisme néogène justifie les "destinées" dissemblables que nous avons rappelées ci-dessus.

Aux panneaux demeurés relativement stables, mais confrontés avec des aires d'effondrement majeur, la fossilisation sous la molasse, puis l'exhumation que suivent, tour à tour, une regradation médiocre des plateaux et une dissection appalachienne, parfois vigoureuse.

Aux blocs flexurés négativement, les phénomènes de remploi et de substitution dont témoigne le biseautage, ensemble, de la molasse et de son substrat.

Sur les marges des aires de culmination récentes, la création de méplats originaux, subordonnés au niveau principal constitue une autre variante de l'évolution. Celle-là, comme l'exhumation de topographies infra-oligocènes que les mouvements du sol ont rapproché du niveau fondamental qui les a plus ou moins intégrées, expliquent les replats "suspendus".

A l'origine de cette diversification des évolutions sous-régionales, il y a, bien évidemment, les potentiels différents offerts à l'érosion par le style, le sens, positif ou négatif, et l'intensité des déformations épirogéniques et, localement, tectoniques.

3)-Diastrophisme et oscillations climatiques:

Nous ne songeons nullement, cependant, à substituer, en tant que "deus ex machina" morphologique, un mobilisme post-

cligocène dont on commence seulement d'entrevoir les manifestations, sans parvenir encore à toute la précision souhaitable, à l'eustatisme et au fixisme baulicien que la meilleure connaissance que nous avons, aujourd'hui, de la paléo-géographie a infirmés. C'est pourquoi nous avons attaché une grande attention aux systèmes morphoclimatiques successifs, persuadé qu'une surface s'use, par regradation et dégradation, à partir du moment où elle est exposée aux actions sub-aériennes et tant qu'elle leur demeure soumise. C'est préciser que, tout en reportant à la période infra-miocène l'exportation de la plus grande masse de matière, nous ne tenons pas du tout à "vieillir" les topographies analysées (P.BIROT, 1965).

4)-Biostasie / rhexistasie- Un certain polygénisme :

Mais il y a plus: ces retouches néogènes, elles-mêmes, il nous semble qu'on ne peut bien les comprendre- du point de vue des processus alors à l'oeuvre et particulièrement appliqués aux calcaires solides et massifs- qu'en prenant en compte, successivement, les phases biostasiques activant la pédogenèse et la dissolution, et les phases rhexistasiques favorisant la fragmentation grossière et les épisodes de déblaiement rapide. Sans cette alternance, on voit mal comment la pédimentation aurait enlevé des tranches de terrain, sinon toujours épaisses, du moins étendues, en ambiance sèche; ni comment, en ambiance humide, le karst n'aurait pas davantage imposé le règne anarchique des dépressions fermées. Etant entendu que l'abrasion marine miocène peut être

tendue pour négligeable, et qu'on peut, par conséquent écarter un diagnostic "polygénétique", il demeure qu'un certain "polygénisme" nous paraît indispensable, pour rendre compte d'un aplanissement suffisamment étendu et assez bien venu; en quoi les surfaces d'érosion languedociennes induisent un schéma évolutif qui est bien conforme aux conceptions ordinairement acceptées par les théoriciens de la Géographie générale actuelle.

Encore nous restera-t-il à justifier le défoncement tardif de la "surface fondamentale" par les thalwegs et expliquer pourquoi le karst souterrain a autorisé si longtemps la prédominance d'actions aréolaires conditionnées par la circulation des eaux en surface.

Auparavant nous nous attarderons à une dernière réflexion, exigée par une dernière référence. Ce chapitre était déjà rédigé, en effet, lorsque nous est parvenue la communication de Mlle C.CORNET (1973, Bull.A.G.F., n° 406-407, pp.505-518) consacrée "aux surfaces d'arasement miocène de la région comprise entre Ganges et Montpellier", suite attendue de travaux déjà amorcés, comme on l'a vu, mais aussi occasion pour nous, de préciser nos conceptions.

Nous souscrivons bien volontiers aux minutieuses observations de terrain que l'auteur y a rapportées: indiscutable réalité des aplanissements, imperfection relative de la surface de Viols-le-Fort marquée par les topographies légèrement abaissées de Lavit et de Bossières, retouches karstiques particulières

rement sensibles dans le Massif des Bois de Poës, de Monnier et de Sauzet (cuvettes fermées de Claparède, Villaret; dépression arquée de Verdier, Coulet, la Baraque), importance des placages argilo-sableux, parfois enrichis de galets, y compris les quartz "en noisette" du Causse de la Selle et des plateaux méridionaux. Quelques convictions nous sont, en outre, communes: sens et valeur du diastrophisme néogène, importance de l'affaouillement vertical dû à l'érosion plio-quadernaire. Pourtant, à partir des mêmes données, notre interprétation est différente. Nous avons tendance à pratiquer, relativement aux aplanissements décrits comme homogènes par Mlle C.CORNET dans le vaste ensemble considéré, des attributions chronologiquement plus diverses.

Sans revenir davantage sur le détail de datations dont nous nous sommes expliqués et s'agissant aussi bien de la haute que de la basse surface languedocienne, nous nous bornons ici à donner les raisons de ces divergences:

- D'une part, nous ne pensons pas, encore que nous nous soyons attachés à relever la hiérarchie des niveaux, que les surfaces languedociennes relèvent d'une explication "cyclique" traditionnelle. Nous nous sommes attachés, au contraire, à montrer que, fondamentalement polygéniques, elles ressortissent à l'action de systèmes morpho-climatiques successifs et complémentaires. C'est dire que les semis de cailloutis ferrugineux et siliceux, d'origine plus ou moins lointaine et plus ou moins directe (phénomène de relais) qu'elles portent ne nous paraissent pas dénoncer les organismes fluviatiles qui les auraient façon-

nées à la manière d'une "pénéplaine" davisienne. Loin de signaler la création de ces surfaces par destruction des reliefs saillants - ce qui supposerait des dépôts corrélatifs essentiellement calcaires, empruntés à la roche en place -, il nous paraît que de tels dépôts ne peuvent témoigner que de l'achèvement des aplanissements, permettant ainsi les transports qui les ont mis en place.

- En effet, dans ces matériaux argilo-sableux (où les N.U. sont fréquents), mêlés de cailloutis (quartz, nodules de limonite, quelques débris de roches cristallophylliennes) dont seuls les plus résistants montrent un bel émousé mais dont beaucoup sont imparfaitement roulés, il y a sans doute des alluvions authentiques, contemporaines des flux qui les ont mises en place, mais aussi beaucoup de débris remployés, résultant du démantèlement d'éléments de couvertures lacustres, autrefois plus étendus. Que certains de ces cailloutis se réclament du transport solide de véritables organismes fluviatiles est probable. Reste que les plus nombreux évoquent des épandages semi-arides pour lesquels (fin Tortonien et Pontien; fin de l'Astien et Villafranchien) plusieurs indications paléo-climatiques tirées de la zoo et de la phyt-paléontologie sont favorables. Il est possible, dans ces conditions de cartographier des flux; mais, à notre sens il-lusoire d'évoquer des vallées, de toutes façons peu creusées et fort différentes des thalwegs actuels.

- Rien ne nous permet de nier que les surfaces en cause soient restées imparfaites: les grands reliefs résiduels

qui les dominant plaident naturellement dans ce sens. Toutefois, leurs inégalités actuelles résultent autant de cette imperfection originelle que de leur dégradation ultérieure. Nous avons montré que celle-ci résulte de la désorganisation d'un système de vallées juvéniles, beaucoup plus récentes que les aplanissements, par le fait du karst superficiel que Mlle C.CORNET a pris avec raison en considération.

- Enfin, compte-tenu : 1) du nivellement des failles cévenoles oligocènes, pour une partie d'entre-elles seulement; 2)- du diastrophisme néogène conçu comme largement épirogénique d'autre part - points auxquels nous sommes parvenus de notre côté, comme Mlle CORNET - nous avons cru devoir nous défier de l'alignement de cotes d'altitudes voisines sur de trop grandes distances et, notamment, de part et d'autre d'accidents dont nous admettons le rejeu récent au même titre que cet ~~aut~~our (flanc Nord du système du St-Loup, retombée anticlinale des Bois de Pou et de Monnier) et nous avons préféré fonder notre analyse topographique sur la hiérarchie locale des niveaux, en tenant compte aussi des topographies exhumées (replat de l'Ouest de St-Martin-de-Londres) et de leur emploi. Il nous a semblé que cette démarche s'imposait, dès lors qu'on admettait une mobilité néogène.

Au total, c'est une conception différente de la reconstitution paléogéographique et notamment au niveau des processus, qui a guidé nos interprétations.

V- LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE :

L'on sait que la justification du réseau hydrographique a valeur de contre-épreuve de toute hypothèse morphologique. Une construction de cette sorte, rendant compte de la morphogénèse, n'est acceptable qu'autant qu'elle intègre, d'une part, tous les faits connus, et, d'autre part, qu'on peut la confirmer par une explication rationnelle du tracé et de l'inscription des rivières. Il convient donc de présenter une étude synthétique des bassins fluviaux et de la confronter à l'ensemble du cadre morphologique, tel que nous l'avons défini.

..- Un réseau conséquent par rapport au système de pentes régional néogène déformant la surface fondamentale:

Conséquents par rapport au nouveau système de pentes, incliné vers le Golfe du Lion et les pays rhodaniens et mis en place entre l'Oligocène et le Pontien, ils se sont établis sur la surface fondamentale gauchie. D'où un premier corollaire: nos organismes hydrographiques et leurs petits affluents ne doivent pas être confondus (allusion y a déjà été faite) avec des rivières "séniles" dont l'évolution avancée des versants aurait été à l'origine d'une "pénéplaine" davisienne que nous avons récusée. Faible, souvent, mais vigoureuse, presque toujours, l'inscription de ces petits rus et de leurs méandres rocheux, fréquemment bien observables malgré leur colmatage quaternaire par des formations de pente, s'y oppose, d'ailleurs, absolument. Il s'agit donc de cours d'eau juvéniles, appartenant, sans

doute, à plusieurs générations, chacune liée à une phase climatique favorable, nés, en tous cas, sur une surface à la création de laquelle ils n'ont guère contribué et dont, seuls, les éléments les mieux alimentés et les moins soumis aux pertes peuvent, aujourd'hui, demeurer pérennes, les plus faibles s'étant éteints en pleine vigueur, du fait de l'ambiance karstique.

B - Indifférence des drains à l'endroit des structures mises en place avant l'aplanissement fondamental:

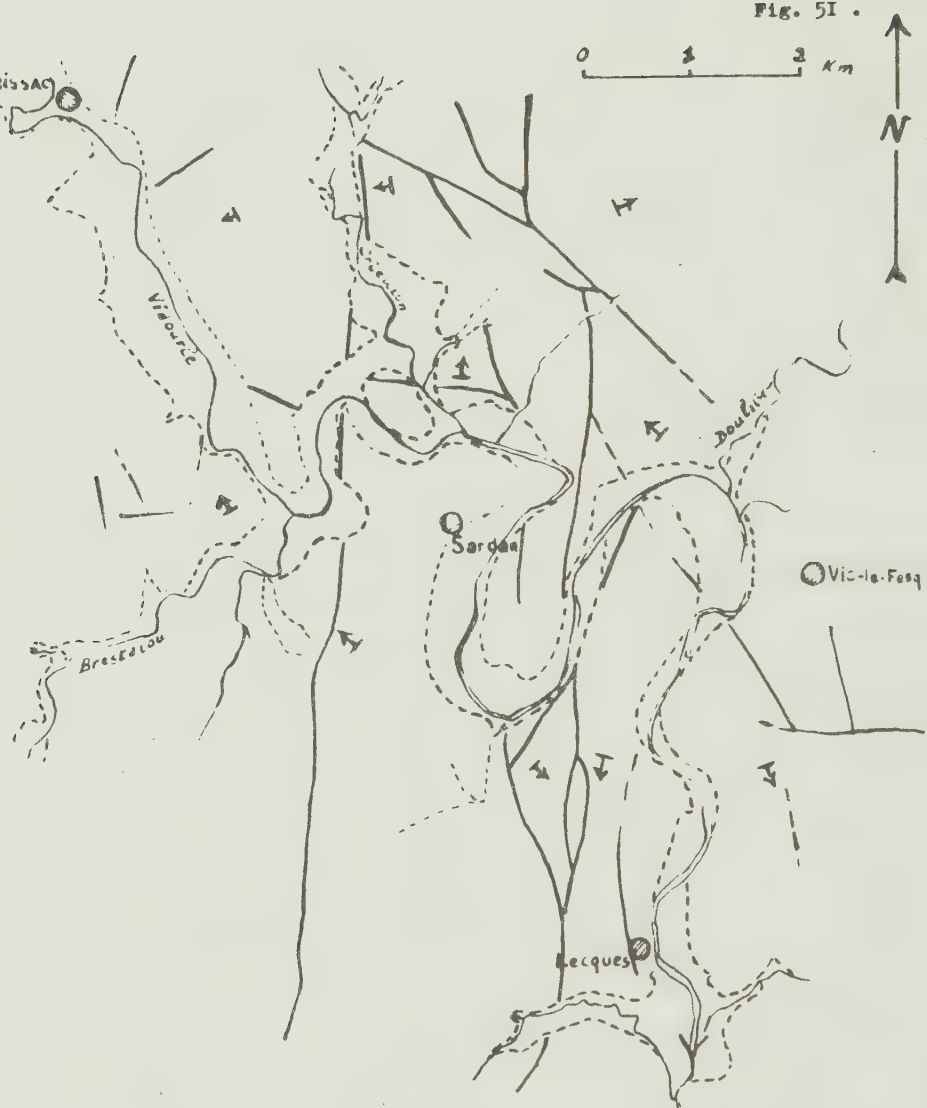
1)-Inadaptation d'ensemble:

Par ailleurs, cette origine explique l'indifférence bien connue des drains principaux à l'endroit de structures antérieures que cet aplanissement avait effacées: plis pyrénéo-provençaux et failles oligocènes nivelés. Cette règle vaut pour la Cèze, le Gardon, particulièrement à l'aval de Ners, la plus grande partie des cours de l'Ardèche, du Vidourle et de l'Hérault, sans oublier la Vis et de moindres organismes, telles les rivières du pays montpelliérain (Coulazou, Mosson, Lez inférieur, Salaison etc...). Avec une pente d'ensemble autrement orientée, on pourrait établir une énumération semblable, dans le domaine pré-pyrénéen.

2)-Eventuelles adaptations de détail:

Pour en revenir au Bas-Languedoc de Nîmes et de Montpellier, l'on peut, sans doute noter quelques cas d'adaptation à des accidents tectoniques, sur des parties de cours limitées à quelques centaines de mètres, du moins. Ainsi la Cèze aborde

Fig. 51 .



Fractures , pendages et grands méandres du Vidourle .

les Garrigues de Lussan dans un secteur où la lisière orientale du fossé d'Alès est hachée de failles, entre Rochegude et Avellan; Vers Sardan et Vic-le-Fesq, (endroit qui correspond d'ailleurs à une accélération de la pente de ce fleuve, en direction du bassin de Sommières dont les formations tertiaires sont affouillées de 40 à 90 mètres, sous les témoins des plateaux calcaires de l'amont), les grands méandres du Vidourle se trouvent guidés par des dislocations; à une échelle plus menue, ce sont des diaclases et des faillettes qui déterminent les sinuosités "forcées" du Rieu-massel, entre le barrage écreteur de crues de Ceyrac et les environs de Sauve. Mais cette apparente contradiction existant, avec une différence d'échelle notable, entre l'inadaptation générale et telles adaptations de détail, est justement l'un des signes de diagnose de la surimposition.

3)-La surimposition, phénomène général:

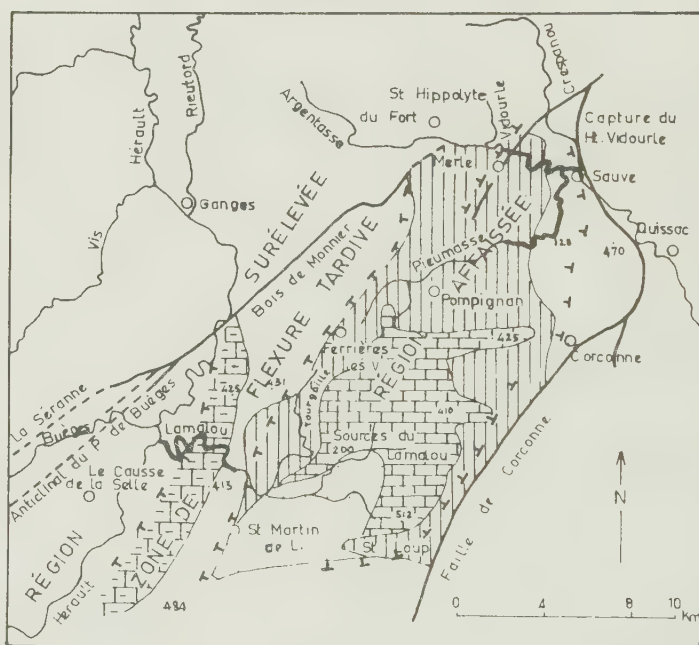
C'est particulièrement à l'amont de l'hinterland bas-languedocien que le principe de l'inadaptation de nos réseaux se justifie par l'établissement des drains sur la surface d'érosion biseautant les terrains mésozoïques et paléogènes. Dans l'aval-pays, depuis le retrait de la mer miocène, il s'agit d'une surimposition vraie, au sens littéral du terme, à travers le voile de la molasse (R.DUGRAND, 1963) .

4)-Cas d'antécédance localisés:

Néanmoins, la prédominance du phénomène de surimposition, qui, avec ses deux modalités sectorielles, est tout à fait

ÉLÉMENTS DE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE EN BORDURE DU LARZAC

PHÉNOMÈNES D'ANTÉCÉDENCE



Tertiaire

Valanginien supérieur calcaire organogène

Valanginien inférieur marneux

Kimmeridgien marno-calcaire

Cours épigénétique et cours antécédent

Contact anormal.

D'APRÈS M. J. J. J.

général, comme cela résulte de ce qui vient d'être noté, n'interdit pas quelques faits d'antécédance plus localisés. Ces derniers résultent des mouvements du sol, modérés, mais se poursuivant, d'abord au cours des temps néogènes ainsi que l'ont prouvé les déformations discrètes de la molasse, depuis longtemps connues, et, ensuite, au Quaternaire, ce qu'on établira dans le dernier chapitre de ce travail. Citons le cours moyen de l'Hérault qui s'est établi suivant une direction Nord-Est, Sud-Ouest, à partir de la surface du Causse de la Selle, laquelle est pourtant inclinée du Sud- Sud-Ouest au Nord - Nord-Est. Cet exemple n'est pas isolé. L'antécédance permet encore d'expliquer quelques cas assez particuliers: ceux où une rivière importante défonce, non pas la surface fondamentale, mais la haute surface plus ancienne. Ainsi l'Ardèche néglige la dépression synclinale de la Bastide-de-Virac, pour se glisser entre le Bois de Saleyrom et la Rouvière-Méjeanne; le Lamalou qui franchit les enveloppes du grand mouvement anticlinal du Buèges, entre Bois de Bouis et Bois de Pous, plus hautes que l'impluvium que drainent les roches- magasins de la grosse source karstique qui lui donne naissance et même que le réseau sec de Liguière, sis en amont de cette source; et l'Hérault, encore, éventrant le massif du Taurac.

C- Les défluviations :

Le diastrophisme récent est également à l'origine de défluviations, justement attestées dans des zones de mobilité bien mises en évidence: le contact flexuré plaine-Garrigue, avec

les anciennes traces du Vidourle à Vérargues, de la Mosson à la Paillade et l'ensemble, alignés, du bassin de Carcassonne et de la gouttière de l'Aude, entre cette ville et Narbonne (M.GOTTIS, M.LENGUIN, E.SELLIER et A.TAVOSO : 1972), sans oublier, en bordure de la subsidence narbonnaise, la Cesse, vers Cruzy.

D- Le creusement des vallées et la fixation des cours:

Nous reviendrons ultérieurement sur ces défluviations qui intéressent les temps quaternaires, nous bornant, ici, à constater qu'elles posent le problème de la détermination du moment où les cours se sont fixés sur leur tracé actuel: ce qui revient à rechercher à quelle "date" ils ont réussi à creuser une vallée capable d'interdire les variations majeures de ces mêmes tracés. Tout ce qui précède laisse pressentir que la réponse à cette interrogation ne peut pas être simple; en particulier, on devine l'existence de "courants", susceptibles seulement d'une cartographie très imprécise, dans des temps géologiques relativement reculés, bien avant de pouvoir affirmer la mise en place de rivières rigoureusement engainées entre les versants de leur vallée; et il faut se garder de considérer tous les segments de cours, soit d'une rivière à l'autre, soit au long de la même rivière, comme étant contemporains.

1)-Les premiers courants décelables mais impossibles à cartographier rigoureusement:

Les premiers courants, encore impossibles à dessiner

rigoureusement qui intéressent notre propos, se discernent en zone sub-cévenole, dès l'Oligocène. La minutieuse analyse sédimentologique due à P. DEMANGEON (1959) en suggère la réalité: les matériaux du fossé d'Alès (véritable piedmont subsidant), entassés à proximité des actuels débouchés fluviaux de la montagne, se différencient curieusement et respectivement au niveau du Chassezac et de l'Ardèche (feldspaths) et des Gardons (débris de schistes et micas de métamorphisme peu profond). Dans le bassin d'Aniane, on relève, au sein des couches conglomératiques, des quartz de filons, abondants dans le haut bassin de l'Hérault. Tout se passe comme si, dès cette époque éloignée, les axes directionnels de nos principales rivières étaient déjà approximativement en place, du moins en ce qui concerne les "portes" de ces Cévennes où s'est déjà manifesté un commencement de mobilité du sol. Bien entendu, s'agissant d'écoulements antérieurs à la crise tectonique de la fin de l'Oligocène et à l'élaboration de la surface fondamentale, une telle remarque ne peut avoir de sens pour l'ensemble du bas-pays languedocien. Cependant, la permanence de quelques segments de drains aussi anciens permet de comprendre les faits d'épigénie, signalés ci-dessus, à partir de la haute surface oligocène.

2)-Epanchages et lits fluviaux:

Dans la suite de l'évolution paléo-géographique ont alterné, comme l'on sait, des phases climatiques de vocations opposées. Au Stampo-Aquitainien, au Tortonien-Pontien, au Villafanchien ancien, les tendances semi-arides ont favorisé, par

moment, la création de bassins probablement fermés (endoréisme, en partie induit, du reste, par le cloisonnement du relief) et, plus généralement, sans doute, les régimes à écoulements irréguliers et surchargés- proches du type des oueds- et dont les traces d'épandage sont largement, sinon densément représentées par les cailloutis épars sur les plateaux, en région montpelliéraine, notamment. C'est ce style fluviatile qui justifie les déversements du début du Quaternaire.

Au contraire, au Burdigalien et à l'Helvétien, dans la plus grande partie de l'Astien, les régimes forestiers, comme dans les phases humides du Quaternaire, imposent les notions de drainage excréique, à variations saisonnières se répétant plus régulièrement d'une année sur l'autre et donc de lits mieux limités.

3)-Les canyons pré-astiens. L'exemple de la Tave:

Mais, fleuves ou rivières quasi tropicaux du Miocène supérieur et moyen n'apportant guère de matériaux grossiers à la sédimentation molassique, sortes d'oueds tortoniens et pontiens, aux défluviations fréquentes, étalant sables et galets sur nos topographies calcaires, on n'a point de preuve d'inscription notable des thalwegs avant le creusement des canyons pré-astiens. Encore faut-il constater que ces derniers sont limités aux marges des massifs soulevés (ou ayant assez bien résisté à la subsidence) et affrontés avec les bas-niveaux de base des panneaux affaissés. L'exemple de la Tave (J.P. PEUVAST,

1971) prouve que son thalweg pré-astien était fort tendu et que l'érosion régressive qui en est responsable, n'est guère remontée loin vers l'amont. Compte tenu de l'importance de la régression pontienne, le fait est remarquable, mais non surprenant: c'est une règle qu'on vérifie assez constamment, en Bas-Languedoc, selon laquelle les influences eustatiques (en donnant à ce mot le sens le plus large et, par conséquent, quelle que soit l'origine des variations du niveau marin, diastrophiques ou climatiques), ne sont sensibles que sur le cours inférieur des fleuves. Au reste, il serait inexact d'attribuer, même à proximité du littoral actuel, tous les canyons et toutes les gorges à cette période. Celle de la Messon, au travers du Pli de Montpellier, ne doit rien à la régression pontienne. A l'aube des temps quaternaires, en effet, c'est un peu plus à l'Est, à la Paillade, comme on l'a dit, que ce petit fleuve, édifiait un cône de cailloux, en collaboration avec, le Lez à 80 mètres d'altitude, plus de 40 mètres au-dessus du Thalweg actuel. Cette dénivellation mesure donc un creusement d'âge quaternaire et date la gorge épigénique pré-citée.

4)-La dissection plio-quaternaire:

Ce burinage tardif ne saurait étonner. La dissection linéaire ne paraît s'être généralisée qu'à partir du Pliocène. Encore est-ce sans doute, inégalement. Elle a d'abord été, pensons-nous, assez bien amorcée dans le proche Massif Central, tant dans les Grands Causses (R.SCHWAB: 1970) qu'en Gévaudan cristallin où, classiquement, l'on oppose basaltes des plateaux

et basaltes des vallées. Mais, la position, en altitude, des cailloutis villafranchiens l.s. montre qu'en Bas-Languedoc méditerranéen, au début du Quaternaire, beaucoup de vallées étaient encore très peu profondes. Ceux, abandonnés par un Gardon ancien, étalés sur 6 à 8 kilomètres de large et perchés à 50 mètres au-dessus du lit actuel, dans la traversée du bassin de St-Chaptes, sont particulièrement démonstratifs à cet égard. Ils nous incitent à placer l'essentiel du creusement des vallées et des canyons dans la durée des temps quaternaires, moins pour des raisons d'eustatisme qui, répétons-le ne peuvent intervenir qu'à l'aval des cours d'eau à proximité d'une ligne de rivage, d'ailleurs géologiquement fort mobile, que par suite de facteurs morphoclimatiques propres à cette ère dont l'action fut localement modifiée par le potentiel érosif induit par la néo-tectonique. C'est aussi le moment du dégagement différentiel des bassins de Garrigues.

5)- Un type de réseau complexe: la Mosson :

Des phénomènes de cet ordre ont fortement concourus à compliquer les tracés de certains réseaux. L'un des plus intéressants est celui de la Mosson dont R.DUGRAND (1963) a établi l'hétérogénéité par la méthode dite "de la hiérarchisation des vallées". Un premier réseau en épi, né sur la surface fondamentale a été décapité par le ruisseau de Garonne, plus récent et lié à une topographie différentielle en voie d'évolution. Ce dernier ruisseau d'orientation à peu près méridienne, n'est pas lui-même parfaitement adapté à la structure en cours de révéla-

Lez, Mosson et Couzou : sections de vallées inadaptées à la structure .



tion: repoussé vers l'Est par ses propres tributaires, alors qu'ils étaient plus puissants qu'aujourd'hui, il s'est gravé dans le horst jurassique de Montarnaud. Il faut dire qu'à partir de la destruction de la surface fondamentale, le système de la Mosson s'est trouvé installé dans une topographie complexe où interviennent les lignes directrices orthogonales "pyrénéo-provençales" et "cévenoles", mais aussi le biseau gauchi de la surface infra-tertiaire partiellement exhumé de l'Eocène discordant. C'est ainsi que les eaux du ruisseau de Garonne, s'écoulant du Nord- Nord-Ouest au Sud Sud-Est, rejoignent le drain du bassin de Montarnaud, orienté du Sud- Sud-Ouest au Nord - Nord-Est, avant de s'infléchir à l'orient par une sorte de cluse pour gagner l'extrémité du synclinal de St-Gély, puis au Midi, obéissant enfin à la pente régionale d'ensemble vers le Golfe du Lion.

Une partie de ce réseau est formée de vallées sèches: une reconstitution paléo-géographique de l'évolution des écoulements, en Bas-Languedoc ne serait évidemment pas complète sans référence au karst.

CHAPITRE IV

LES PHENOMENES KARSTIQUES

L'ENONCE DES PROBLEMES

I-L'importance du karst languedocien:

Nous n'avons pu aborder la question des surfaces d'érosion ni esquisser les modalités de l'établissement des réseaux hydrographiques, dans les secteurs calcaires du Bas-Languedoc et des pré-Pyrénées, sans invoquer l'influence perturbatrice des phénomènes karstiques. Il suffit de rappeler qu'à l'estimation très vraisemblable de P.DUBOIS (1964), se fondant, à son tour, sur les chiffres avancés par J.ROUGE (1959) et H.P.A.LOC (1961), de 10 à 30%, au moins, du volume des précipitations actuelles est la proie de l'infiltration dans les écoulements souterrains, et davantage, sans doute, hors de la zone sub-montagnarde où les vitesses du ruissellement superficiel sont moins grandes, les débits pérennes moins régulièrement répartis dans l'année et surtout moins fréquents. Selon C.DROGUE (1969), le coefficient d'infiltration a même atteint 50% pour une période de 14 mois dans les calcaires lutétiens du bassin expérimental de Saugras (Hlt), chiffre moyen, résultant d'extrêmes variations allant de quelques unités pour cent à 90%, en fonction de l'intensité des pluies et, aussi, de leur répartition saisonnière.

Il est vrai qu'une bonne partie de ces eaux infiltrées sont rendues à l'écoulement de surface par les émergences. Pour le bassin des Causses et les proches garrigues, H. PALOC (1972) estime à 2 milliards de m³ au minimum et par an, les eaux restituées aux rivières des versants atlantique et méditerranéen. On peut même soupçonner le karst souterrain, dans sa partie supérieure, de fonctionner à la manière d'un condensateur. C'est ainsi que les petites sources de Miac et de Coulondres, près de St-Gély-du-Fesc, ayant tari durant l'été, se remettent à couler, sans que soient intervenues des pluies véritables, lorsqu'à l'automne, avec des températures moins élevées, s'installe le vent "marin" qui, fortement chargé d'humidité, fait, dans le même temps, opportunément "gonfler" le raisin à la veille des vendanges (P. DUBOIS: 1959). L'on sait que L. CHAPTAL (1932) a montré, expérimentalement, qu'on pouvait, dans un "pierrier", obtenir de petits ruissellements concentrés, à partir de telles précipitations occultes. Cet appoint, quantitativement mal connu, n'est donc certainement pas tout à fait négligeable. Quoiqu'il en soit, la comparaison de la courbe des pluies et de l'écoulement de la source du Lez montre que le karst écrase les pointes de crues, soutient les débits d'étiage grâce à la constitution de réserves souterraines, jouant fréquemment d'une année sur l'autre, et se définit comme doté d'un rôle efficace de régulateur de l'hydrographie sub-aérienne (voir graphiques ci-joints).

C'est donc un élément majeur du milieu morphologique languedocien et pré-pyrénéen. Nous avons déjà noté le fait que notre carte d'ensemble en rend compte, sommairement mais nettement, en particulier pour le Mésozoïque où nous avons réservé une teinte désignant les calcaires karstifiabiles; elle occupe une aire fort étendue à laquelle il faut joindre une partie de celle dévolue aux terrains paléozoïques et néozoïques. Pour les 2 000 kilomètres carrés de la seule région calcaire de Montpellier, P. DUBOIS (1964) a compté quelques 1 200 cavités, soit plus d'une cavité pour 2 kilomètres carrés. Ce chiffre témoigne, à la fois, de l'activité d'une exploration spéléologique avancée, bien qu'on doive en attendre encore de notables révélations, et de l'importance du phénomène du karst dans notre région.

2) Les caractères du karst languedocien:

Aussi est-elle souvent citée dans la littérature spécialisée et même dans les ouvrages visant un large public, d'ailleurs sensibilisé par l'aménagement touristique des sites. Qu'on y trouve, à profusion, des exemples spectaculaires susceptibles d'illustrer un exposé sur les phénomènes des régions calcaires et d'en enrichir la matière est un fait. Il n'en reste pas moins difficile d'ériger notre karst en prototype simple et de fonder sur ses enseignements une théorie génétique d'emploi universel. Sa genèse ne peut être bien comprise qu'intégrée à l'ensemble de l'évolution paléo-géographique régionale; c'est là un parti pris sur lequel, à notre sens, on ne saurait trop insister.

Il présente, en effet, une individualité complexe et, à certains égards, presque paradoxale. Il nous est donc paru indispensable d'en regrouper d'entrée de jeu les principaux aspects; une façon commode de poser les problèmes consistant, justement, à relever les apparentes contradictions. Les voici :

a) - Existence de 5 "masses karstiques"

Cinq grandes "masses karstiques", déterminées par la stratigraphie, caractérisées par leurs aptitudes lithologiques dominantes se partagent le terrain et imposent à la dissolution, comme à la circulation souterraine, leurs aspects particuliers. Et, néanmoins, l'ensemble des karsts languedociens et pyrénéens montrent un air de famille qui relève de leur même appartenance régionale, non sans nuances, d'ailleurs, dans le cadre de secteurs bien définis: Corbières, Grands Causses, plateaux languedociens sub-montagnards et bas-plateaux sub-littoraux.

b) - Formes de surface discrètes et karst souterrain évolué.

Dans le karst des bas plateaux languedociens, s'opposent fortement les formes de surface, menues, discrètes, médiocrement variées et les manifestations souterraines, d'échelle souvent importante, denses et complexes. Ce contraste s'atténue quelque peu, dans le cas des plateaux sub-montagnards du bas-Languedoc et, plus encore, dans le domaine caussenard qui ne manque pas d'une certaine richesse de modelé de dissolution superficiel, en ce qui concerne, notamment, les dépressions fermées,

plus nombreuses, de types plus variés, de plus grande taille, aussi. Les dolines fourmillent dans certains secteurs des Grands Causses, bien rendues sur les feuilles topographiques au 1/50 000ème, alors qu'on ne peut prendre conscience de leur rôle en Bas-Languedoc méditerranéen que sur les cartes au 1/20 000ème ou au 1/25 000ème. Nous retrouvons donc là le principe d'une division sectorielle de notre région pour lequel, notons-le au passage, la notion d'altitude intervient forcément. En outre, les Hautes Garrigues occupent une position intermédiaire, en ce qui concerne les formes superficielles, entre les bas-plateaux sub-littoraux et les étendues caussenardes. Reste que, partout, les circulations souterraines réalisent d'amples parcours: L'eau perdue au ruisseau d'Artigues, dans le bassin du Rieumassel, près de Pompignan (Gard) est ressortie, après coloration, le 11 Juin 1961, à la source du Lez, aux environs de Prades (Hérault), le 12 Octobre de la même année, après avoir cheminé 21 kilomètres sous terre. La lenteur de son déplacement, 7,2 mètres/ heure, pour une dénivellation globale de 112 mètres et une pente théorique de 0,53% (P.DUBOIS: 1962) est caractéristique de l'ététiage et de l'été méditerranéen. En saison pluvieuse et en crue, les circulations souterraines du Bas- Languedoc sont, dans l'ensemble, beaucoup plus rapides- environ 10 fois plus véloces, soit de 80 à 100 mètres/heure, avec un record de 500 mètres/heure pour le Rieutort hypogé. Par ailleurs, branchés sur de tels parcours, à l'occasion des variations de débit de leurs émergences, des avens fonctionnent

comme des cheminées d'équilibre dont certaines sont capables de se muer en bouches émissives d'extravasement: le "Trou fumant" de l'Olivier, sur le Rioutort souterrain, l'aven de la Baraque, pour le réseau du Lirou, les gouffres des environs de Sauve (la Vache, le Frère, la Soeur -C.DROGUE :1964-68), en rapport avec le cours hypogé du Vidourle. Crues rapides et cheminées d'équilibre dénoncent, comme les vastes percées hydro-géologiques, un karst souterrain évolué. Mais jusqu'à quel point? et depuis quand?

c)-Traces d'anciennes karstifications et signes de jeunesse.

Les traces de karstifications successives, nombreuses et souvent anciennes sont bien connues en Bas-Languedoc, région qui, comme les Corbières et presque au même titre que les Grands Causses, a été tôt abandonnée par les mers secondaires et qui, à l'exception de transgressions relativement marginales, a connu, depuis, tout au moins en de larges secteurs, une évolution continentale. Il est tentant de lier à l'influence de ces phases de grande ancienneté les traits d'évolution relativement poussée de nos circulations souterraines. D'autant que nos massifs calcaires, profondément taraudés, portent des surfaces d'érosion dont le modelé peut apparaître, pour partie au moins, comme étranger au processus de la dissolution et se montrent, de surcroît, tranchés d'accidents tectoniques qui les mettent brutalement en contact avec des barrages marneux. Ne faut-il pas voir, de phase karstique en phase karstique, se succédant

dans les mêmes masses carbonatées, une sorte d'évolution aux effets cumulatifs, créatrice d'un "capital karstique" lentement développé, en tous cas antérieur aux aplanissements qui biseautent les couches, comme aux failles qui les ont recoupées - vieux "capital" que réutilisent à leur profit les circulations souterraines actuelles? En inventant cette notion, à propos de l'flot urgonien de Thouzon, isolé dans les alluvions de la plaine comtadine, près du Thor, et de sa grotte aménagée, P.GEORGE (1931) ouvrait la voie à cette hypothèse. En insistant sur l'idée que : " les écoulements souterrains qui se manifestent de nos jours, tout en s'adaptant aux dispositions structurales actuelles, conserveront l'empreinte des conditions diverses auxquelles ils ont été soumis autrefois, dans un cadre géomorphologique différent "H.PALOC (1966,p.14), retrouve le même type de schéma pour le Bas-Languedoc. En rapprochant certains traits du karst caussenard des régions calcaires du Mexique, se référant il est vrai, davantage aux phénomènes superficiels qu'au domaine hypogée, H.ENJALBERT (1968) invoque des héritages paléo-climatiques dus à des systèmes d'érosion analogues à ceux des régions chaudes qui, plus ou moins oblitérés et abâtardis, joueraient encore un rôle dans le relief actuel. Nous-même avons été, un temps, séduit par cette façon de voir, tant en ce qui concerne les Grands Causses que les Garrigues (E.COULET : 1969). Le mérite revient à P.DUBOIS (1964,1969,1972) d'avoir mis l'accent sur les faits qui s'accordent mal avec pareille interprétation. Nous réservant de les commenter en détail plus loin, rassem-

blons-les ici. En premier lieu, il faut noter la contradiction existant entre la notion d'un très vieux "capital karstique", d'une part, et, d'autre part, l'asservissement relativement étroit de certains écoulements hypogés au tracé de réseaux de surface, montrant le passage récent de la vallée, ci-devant vive, aujourd'hui sèche, à la rivière souterraine (Lirou). Non moins inadéquate à l'hypothèse de l'héritage de karsts de grande ancienneté est l'adaptation de puissants courants aux structures (synclinal de Ganges pour le Rieutort souterrain; synclinal de Pompignan pour les eaux infiltrées du haut bassin du Lamalou; synclinal faillé du Causse de la Selle pour les écoulements perdus dans le lit de la Buèges et qui rejoignent l'Hérault en échappant au cours sub-aérien de son affluent). Nous n'aurions pu employer, plus haut, dans leur sens propre, les termes de "percée hydro- géologique", si tous les parcours souterrains montraient la même obéissance aux pendages et s'il n'en existaient qui franchissent des accidents tectoniques. En bordure des failles, la plupart des griffons (Clamouse, Lez, Lirou, Fontaine de Sauve) ne font preuve que d'une médiocre évolution morphologique et montrent d'étonnants signes de jeunesse. Par ailleurs, beaucoup de conduits sont impénétrables; c'est le cas de la plupart des pertes dans le lit des cours d'eau sub-aériens: c'est la règle pour la majorité des fissures qui prennent naissance dans les lapiès, pour s'enfoncer dans les masses calcaires et rejoindre les circulations sous-jacentes; et c'est encore le fait de beaucoup d'émergences, du moins dans

la zone des bas-plateaux de Garrigues. De nombreux puits ou galeries, partiellement explorables, s'achèvent, au bout d'un parcours plus ou moins long, en profondeur ou latéralement, sur des drains insuffisamment élargis pour livrer passage au spéléologue. Ces faits sont corroborés par la lenteur de la circulation d'étiage qui en est la conséquence. Certes les eaux du karst, en période de maigres, impliquant une réduction de la mise en charge, doivent obligatoirement être moins véloces que les eaux de crues. Néanmoins, si l'on se réfère aux chiffres que nous avons cités, les différences entre les deux situations sont trop grandes, même pour un battement vertical de l'ordre de 30 à 40 mètres, ce qui correspond à des mesures réelles et nullement exceptionnelles. La cause principale de ces variations dans la vitesse de circulation vient du fait qu'en étiage ou en crue, les eaux d'un même système n'utilisent pas les mêmes types de conduits: fissures dans un cas, véritables galeries dans l'autre. L'interruption estivale du fonctionnement des siphons (source du Lirou); les phénomènes de diffluence karstique (pertes du bassin du Rieumassel se faisant, en étiage vers le Lez, en crue vers le Vidourle), en sont une confirmation.

d) Un karst récent et néanmoins sous-adapté:

Ainsi s'accumulent les arguments induisant à "rajeunir", au moins pour sa plus grande partie, le karst hypogée languedocien. On ne saurait, toutefois, considérer que la phase la plus active de sa création soit actuelle. Une grande partie des cavités, notamment les plus élevées dans les ensembles calcaires les

mieux "suspendus" au-dessus du niveau des thalwegs sub-aériens sont "fossiles", au sens des spéléologues. Par ailleurs, eu égard au volume du vase karstique, les réserves d'eau, si importantes soient-elles, paraissent sous-adaptées. Enfin, des karsts littoraux, de façonnement continental- ce que prouve leur concrétionnement- se trouvent actuellement noyés par suite de la transgression flandrienne ou portent les marques (lithodomes) d'invasions marines quaternaires (Gardiole, Clape, massif de Leucate - P.VERDEIL, 1959).

3)-Les objectifs de ce chapitre:

On mesure donc à quel point il est important de re-
placer l'évolution du karst languedocien et pré-pyrénéen dans
son cadre morphogénétique régional. Nous définirons, d'abord, les "masses karstiques" selon les indications de la lithologie; nous nous attacherons, ensuite, aux phénomènes superficiels, dans le souci d'éclairer leurs rapports avec les phénomènes souterrains; puis nous décrirons ces derniers dans leurs relations avec les faits de structure, avec l'inscription des canyons qui en interrompent les circuits et les variations récentes du niveau marin, causes de submersion, posant ainsi le problème du niveau de base; nous pourrions alors tenter d'apprécier le rôle des reliques de très anciennes phases de dissolution, préciser les relations des réseaux hypogées et des surfaces d'a-planissement, faire la part des bouleversements climatiques, eustatiques, épirogéniques plio-quaternaires et rendre compte, ainsi, des types sous-régionaux, déjà entrevus.

DISPOSITION GEOLOGIQUE DE LA SOURCE ET DES TUFFS DE L'ESTABEL. (près de Cabrières, vallée de la Boyne.)

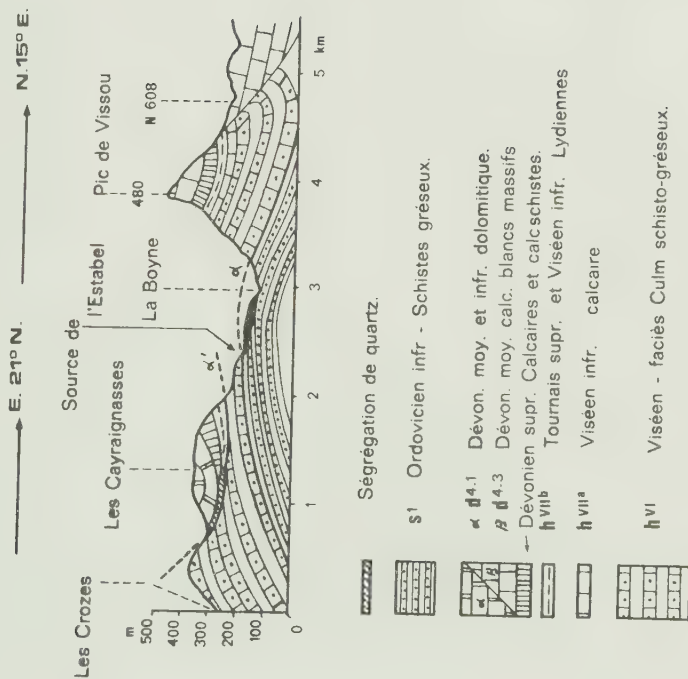


Fig. 54 .

I- LES 5 MASSES KARSTIQUES:

La référence à la lithologie et aux dispositions stratigraphiques fait apparaître cinq masses karstiques distinctes.

A- La première masse: les calcaires paléozoïques -

1)-Montagne Noire orientale et région du Vigan:

Nous rangerons dans la première les calcaires et dolomies des portions sédimentaires du socle. Cette catégorie inclut les "marbres" pyrénéens. On la trouve, en outre, représentée dans la région viganaise et dans " l'enveloppe" de la zone axiale de la Montagne Noire l.s., pour les étages géorgien et dévonien, et aussi pour le Dinantien. Les calcaires du Géorgien sont particulièrement bien connus, grâce aux travaux de H.PALOC (1961). Il s'agit de massifs toujours peu étendus, à cause des limitations qu'imposent aux affleurements la structure extrêmement serrée et complexe du socle, mais souvent puissants (700 mètres de développement vertical, selon H.PALOC ,1972 - dans la vallée de l'Orb). Les circulations hypogées comptent davantage par leur nombre que par leur débit ou la longueur des "percées souterraines" qu'elles définissent. Ainsi l'exurgence intermittente de l'Estabel, écoulant de façon épisodique le trop plein d'une nappe du calcaire dévonien allochtone, entre Cabrières et le Pic de Visseus (feuille de Lodève)- réservoir d'extension limitée, suffisant néanmoins à justifier la terrasse de tufs quaternaires, longue de 800 mètres, large de 600, qui se développe en rive droite de la vallée de la Boyne. Les cavités explo-

rées s'avèrent également de faible ampleur. On verra plus bas que "l'indice de karstification" y est très inégal. En surface, les dolines sont rares et les lapiès peu fréquents (P.DUBOIS : 1964).

2)-Mouthoumet :

De la Montagne Noire, on rapprochera le massif du Mouthoumet (P.BRUNET :1958). Parmi les calcaires paléozoïques, dinantiens et dévoniens, ce sont les seconds qui semblent les plus remarquables d'un point de vue karstique. Ils ont des circuits souterrains actifs, bien que les grandes cavités n'y semblent pas communes. Citons la source alimentant le sous-affluent de l'Orbieu, en aval de Termes, au pied de la Serre de Coste, dont le débit, de 60 l/s, varie peu avec la saison, P.BRUNET, de ce fait, considère que l'essentiel du réseau doit être constitué de fissures. Si l'on ajoute l'indigence des formes de surface, on peut diagnostiquer un karst jeune, développé seulement après l'exhumation du socle de sa couverture crétacée.

B- La 2ème masse: les calcaires liasiens et leur plancher marneux.

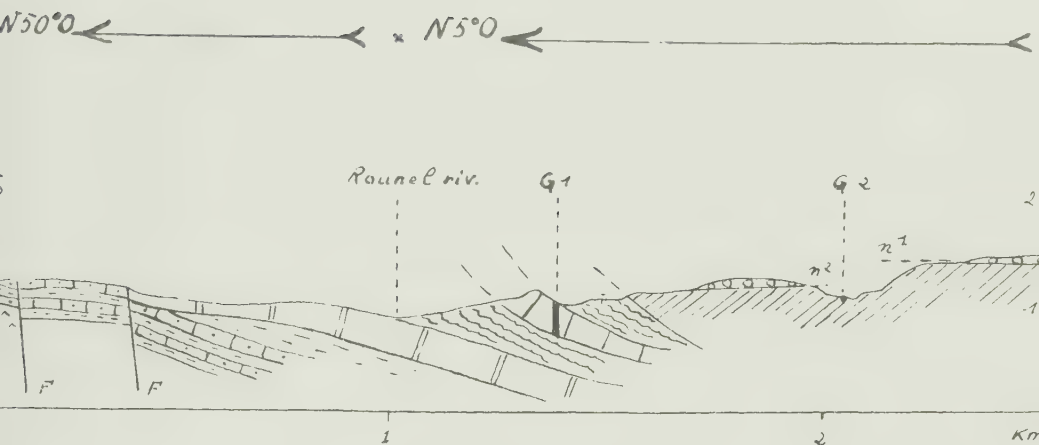
1)- Le Trias gréseux à ciment carbonaté:

Nous passerons brièvement sur les phénomènes para-karstiques qui ont été décrits dans le Trias inférieur gréseux à ciment calcaire, sur la bordure occidentale du bassin des Causses (Causses des Costes- Gozon et de St-Léom H.SALVAYRE :1969, P.OLIVON : 1972).

2)- Le Trias gypso-salin hypersoluble :

L'on sait que le Trias moyen et supérieur présente, en notre région, des faciès calcaires, et, surtout, des marnes salifères et gypseuses. On connaît les aptitudes hyper-solubles de telles évaporites. J.NICOD (1967) a montré, en Provence vaudoise, le rôle joué par ce dernier type de dépôts (Keuper et Anhydritgruppe), en raison de l'importance des phénomènes de dissolution, des circulations extrêmement actives dont ils sont le siège et, par suite, des effondrements. Des manifestations du même ordre, observables à peu près à la même échelle, ont été décrites, en avant du "Front pyrénéen", plus précisément au Nord du Pech de Bugarach. Là, "au Sud-Ouest de Fourtou, le coeur de l'anticlinal de la Ferrière est bourré de Keuper gypso-salin. Les eaux de la Sals qui s'en échappent, peuvent contenir jusqu'à 60 grammes de chlorure de sodium par litre. La dissolution du Keuper entraîne des effondrements dans les couches qui le surmontent. Ainsi, près de Caneillette, les calcaires cénomaniens discordants sont truffés d'entonnoirs d'effondrement. Des effondrements semblables ont certainement contribué à l'ouverture de la combe voisine de la Fontaine salée" - note F.BRUNET (1958,p.108). Par contre, cet auteur ne reconnaît pas la même nature "crypto-karstique" à la dépression de l'ancien étang de Jonquières (près Narbonne) où les grès et quartzites de l'Albien et du Cénomaniens (et non les calcaires du Lias et du Jurassique) sont en contact direct avec les marnes salifères; celles-ci ayant sans doute été banalement déblayées avant de do-

Petits phénomènes karstiques dans les environs de Roujan.



v. Porphyrites.



m. Molasse miocène.



z II. Autunien: grès-schistes.



Quaternaire ancien.



z I. Saxonien: argilolithes.

n¹

n²

} Niveaux du Quatern. ancien.



t I-II. Trias infr. dolomitique.

G1. Gouffre des Touries.

G2 - Grotte.



t³⁻¹. Trias sup. gypso-marneux.

(f. de Pézénas).



l¹. Hettangien: Calc. dolomit.

venir, secondairement, la proie de la dissolution.

Les entonnoirs de tassement crypto-karstiques, les "dolines di croll", ne sont pas absolument inconnus, du fait du Trias dont l'affleurement dessine une bande plus ou moins étirée au contact du socle du Massif Central et qui plonge, au Sud et à l'Est, sous la couverture jurassique bas-languedocienne. Ainsi, en Biterrois, près de Roujan, à la "grotte" de la Tuilerie (f.de Pézénas au 1/25 000ème, n° 1 et 2), accessible à partir de la route de Vailhan (D.125), une sorte de gouffre, aménagé en puits de grande taille, s'ouvre dans les calcaires liasiques. Nous ne l'avons jamais observé à sec et nous y avons vu, utilisé par l'homme, un phénomène d'effondrement karstique, réalisé dans le calcaire très tectonisé du Lias inférieur, mais grâce à la dissolution du Trias sous-jacent. Celui-ci qui vient au jour à proximité est formellement signalé comme "pierre à plâtre" par la feuille géologique au 1/80 000ème de Bédarieux. C'est là un exemple privilégié, en ce secteur. En effet, il reste qu'en dehors de la zone pré-pyrénéenne, des cas semblables, ne donnant lieu, d'ailleurs, qu'à des formes mineures, demeurent assez exceptionnels, en Bas-Languedoc.

3)- Le Trias marneux:

Le Trias supérieur marneux de notre région forme, essentiellement, le plancher imperméable de la masse karstique suivante (P.DUBOIS: 1964).

4)-Les calcaires du Lias-inférieur: le karst des Avant-Causse :

Cette deuxième masse karstique comporte les étages: Hettangien, Sinémurien et Carixien (ex Charmouthien, pro parte). L'Hettangien est tantôt dolomitique, tantôt calcaire (calcaire "capucin" du Bleymard, calcaire "noir" de Clermont-l'Hérault); sa puissance, assez importante, est maximale (200 mètres) dans le centre de la cuvette caussenarde. Il fournit l'un des horizons karstiques les plus importants des "Avant-Causse de L'Ouest. Selon H.SaLVAIRE (1969), la circulation y est essentiellement guidée par des diaclases dont la largeur peut varier de quelques centimètres à plusieurs mètres."Nous en avons vu deux groupes- précise ce chercheur (ibid,p.133): près de la surface, un réseau dense de très petites diaclases collectrices, en profondeur, un réseau moins dense et simple, où s'accumulent les réserves (plusieurs mètres de hauteur comme au roc de la Baume à Nant)". Les calcaires dolomitiques ou siliceux du Sinémurien, ceux du Carixien, siliceux ou marneux, atteignent, dans l'Ouest du pays des Causse et du Bas-Languedoc, quelques dizaines de mètres; toutefois, ils s'amincissent dans le Sud-Est du Larzac. Leur disposition fréquemment litée et la diaclasation des bancs y facilitent la percolation des eaux.

C- La 3ème masse: les dolomies du Dogger et leur plancher marneux:

1)-Le plancher marneux du Lias supérieur:

Des modalités comparables dans la variation systématique de l'importance du dépôt, valent pour les marnes qui envahissent rapidement le Domérien, règnent sur le Toarcien et sur une partie de l'Aalénien -ce dernier étage entièrement marneux dans le pli de Montpellier. Il s'agit donc d'un épais plancher imperméable où s'arrêtent les eaux karstiques du Jurassique moyen (jusqu'à 300 mètres de puissance dans la région de Millau (H.PALOC,1972).Par contre, dans l'Est du Larzac, ce tampon manque à peu près complètement, et la masse karstique du Lias inférieur peut facilement communiquer avec celle du Dogger.

2)- Les formations perméables du Dogger :

Cette troisième masse karstique , débutant parfois dans les calcaires de l'Aalénien supérieur(pour autant qu'une révision stratigraphique ne renvoie pas ces horizons à l'étage surincombant), occupe les étages bajocien et bathonien, en continuité l'un avec l'autre, sauf dans l'Ouest des Causses où ils sont séparés, on le sait, par un niveau ligniteux.

a)-Le Bajocien -

Les calcaires du Bajocien inférieur, à gros bancs, compacts ou colithiques, souvent riches en chailles, très diacласés forment un élément important de la "corniche des Causses". C'est à ce niveau que s'ouvrent les principales grottes de la région du Larzac. Les réseaux souterrains y sont larges "avec

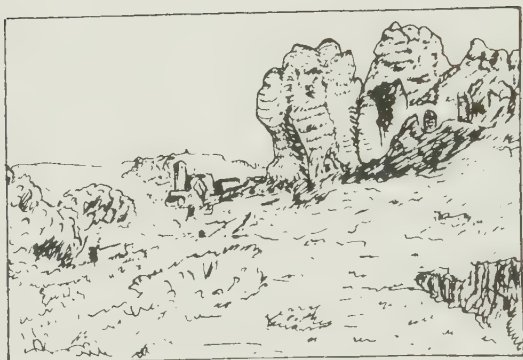
un creusement au profit de la stratification"(H.SALVAYRE,1969, p.140). L'étage, au fur et à mesure que l'on s'y élève stratigraphiquement, est progressivement envahi par la dolomie (dolomie cristalline rose, dite "roucat", dans les Grands Causses).

b)-Le Bathonien -

C'est avec, quelquefois, 200 à 400 mètres de puissance la grande dolomie "grise" qui caractérise le Bathonien, tant en Bas-Languedoc que dans les Grands Causses où elle forme les plus fiers escarpements; on lui doit, aussi, les paysages ruiniformes de Montpellier-le-Vieux, Cantobre, Le Caylar, Mourèze.

3)-Apitudes hydrologiques particulières des dolomies:

Plus encore que pour la masse précédente, c'est donc, ici, la dolomie qui est le trait dominant. Il explique les particularités du pittoresque superficiel, plein d'âpreté: non seulement abondent les lapiès chaotiques, conformes aux exemples pré-cités, mais les corniches s'ornent de baumes béantes, de surplombs à pied de glace hivernal qui se muent, en été, en suintements au travers de mousses et de lichens (suintements quelquefois pourvus de placages tuffacés) ou encore de fissures métriques à plurimétriques, demi-comblées de sables magnésiens et refuges d'une végétation ombrophile, "les canaules"(P.MARRES, 1935; J.MARTIN, 1960; P.DUBOIS, 1964). Le monde souterrain est, dans ces faciès, doté de belles grottes (Event de Rognès, 6 kilomètres de long, sous le Causse de Blandas-Montdardier -P.DUBOIS 1962), fort comparables, sinon par la longueur, du moins par le volume, aux grandes cavités des Avant- Causses liasiques (Bra-



Rochers ruiniformes du Cirque de Mourèze .

mabiau, sous le Causse de Camprieu: 700 mètres de long- J. CORBET, 1959). En revanche, les avens ne sont pas extrêmement fréquents, peut-être à cause de la médiocre "tenue" des roches magnésiennes. Des percées souterraines, comme celle de la Virenque peuvent dépasser, néanmoins, les 10 kilomètres. Mais elles ne suffisent pas à justifier le grand nombre des émergences, ni leur régularité. Cette dernière trouve son expression dans l'étonnant débit d'étiage de la Foux, à l'origine de l'écoulement sub-aérien pérenne de la Vis, un peu en amont de Navacelles: soit 10 litres- seconde au kilomètre carré du bassin, malgré les trois mois de sécheresse estivale. Un tel écoulement spécifique ne peut s'expliquer que par de bonnes réserves: au moins 15 millions de mètres cubes pour le trimestre considéré. Il s'agit moins, du reste, de la résurgence des eaux enfouies au Moulin de Larcy, au Sud d'Alzon, que de l'exurgence des eaux stockées dans le Bathonien dolomitique du Larzac (H. PALOC, 1961, p.59). Par ailleurs, la lenteur de leur restitution aux griffons suppose un réseau souterrain de fissures et de pores. Aussi peut-on comprendre le triple rôle assumé par la dolomie, lorsqu'elle se trouve subordonnée, superposée ou juxtaposée à des calcaires perméables "en grand". Elle barre littéralement les circulations rapides, faisant, parfois, fonction de niveau imperméable, lorsqu'elle se montre peu diaclasée et peu corrodée. Mais, si elle s'avère moyennement fissurée et affectée de vacuoles de corrosion, elle fonctionne comme un barrage" absorbant", constitutif de réserves extrêmement importantes, tendant à accumuler des

nappes permanentes, même si elle affleure très au-dessus du niveau de base constitué par les écoulements épigés du fond des canyons. Enfin, pourvue de joints aux interlits, à vrai dire, rares étant donnée son ordinaire massivité, et beaucoup plus fréquemment de joints verticaux élargis par la dissolution, elle se comporte en faciès drainant, guidant la percolation, notamment vers les couches profondes (H. PALOC, 1961- 1962; J. DUBOIS, 1964 et H. SALVAYRE, 1969).

La dolomie joue encore un rôle important, parallèlement à la marmorisation, dans le domaine pré-pyrénéen. Mais les masses du Jurassique, comme celles du Lias inférieur, du reste, y tiennent peu de place et forment des ensembles assez isolés, par exemple dans le secteur du "Front pyrénéen" (Bugarach) ou dans la partie Ouest des Corbières orientales. La circulation souterraine y est, à la fois, favorisée (broyages) et gênée (contacts anormaux avec des marnes) par la violence d'une tectonique que caractérisent les déplacements horizontaux.

D - La 4ème masse et son plancher iissuré: les grands niveaux du Jurassique élevé:

1)- Les couches faibles du Callovien et de l'Argovien:

Cette troisième masse karstique est très souvent mal séparée de la suivante par les couches, généralement marneuses du Callovien et de l'Oxfordien. L'on sait que, pour l'Oxfordien, elles manquent parfois, ou sont extrêmement réduites, par le fait de la rapide régression divésienne, tandis que la mer

revient vigoureusement à l'Argovien (voir les cartons et tableaux paléo-géographiques proposés par M.GOTTIS, 1957-1964 et schématisés par H.PALOC, 1966). De la sorte, l'écran imperméable ne dessine guère qu'une vire assez étroite en bordure des Grands Causses et s'y avère peu efficace. Aussi J.CORBEL (1954) y oppose-t-il seulement deux ensembles karstifiés: celui du Lias inférieur et celui du Jurassique moyen et supérieur, et cela jusqu'aux termes les plus élevés de ce dernier système. Du reste, entre le Dogger et le Jurassique supérieur, les termes de passage qui nous occupent, ici, sont loin d'être entièrement marneux. Le Callovien caussenard, souvent dolomitisé, se comportant, alors, en niveau quasi-imperméable, retarde la percolation des eaux vers les niveaux inférieurs, en retenant une partie ainsi bizarrement suspendue au-dessus de réseaux à grands conduits, permettant, dans les horizons surincombants, la constitution d'une nappe qui tend à s'écouler horizontalement (H.SALVAYRE, 1969). Il n'y a donc, pour nous, aucun inconvénient à le rattacher à la grande dolomie grise du Bathonien dont il imite le comportement. Dans les affleurements mésozoïques du Sud du Vigan, il forme une véritable "dalle nacrée", comparable au célèbre prototype du Jura; la surmontent, en ces dépendances orientales du Larzac, des oolithes ferrugineuses. L'Argovien transgressif forme un ensemble régional très homogène que caractérisent ses petits bancs plus ou moins marneux mais parcourus par d'innombrables joints: plans de stratifications et diaclases; malgré l'occurrence de bouchons argileux, il n'interdit générale-

ment pas la circulation aqueuse. Il n'y a donc pas davantage d'obstacle, du point de vue qui est le nôtre, à le rattacher à la masse karstique avec laquelle il entretient les relations les plus directes et qui est, cette fois, l'ensemble surincombant. Dans le cas particulier de la Gardiole, cependant, où ces faciès tendent à réaliser, dans l'ensemble du Jurassique, des récurrences fréquentes, les marnes et marno-calcaires de l'Oxfordien - Argovien atteignent la puissance remarquable d'une centaine de mètres. Ils forment un écran assez efficace entre la masse dix fois plus épaisse des "calcaires marno-siliceux, gréseux ou oolithiques" du Jurassique moyen et du Callovien, d'une part, et, d'autre part, l'empilement deux fois plus important seulement des calcaires massifs du Jurassique supérieur (Séquanien, Kimméridgien, Portlandien). Notons, au passage, que le Jurassique moyen et le Callovien dont la capacité d'absorption paraît considérable, demeurent mal connus à la Gardiole, d'un point de vue hydrogéologique - notamment dans ses relations avec la "sémelle" de Trias laminée de ce massif, comme avec les étendues d'eaux marine et lagunaires toutes proches. Quant au Jurassique supérieur, les lapiès (sinon les dolines) et surtout les cavités (dont une moitié parcourue par des écoulements nourrit des sources vigoureuses) y sont fréquents; ces faciès localisant les principaux phénomènes karstiques (P.DUBOIS :1964,p.58).

2)-Les niveaux fortement karstifiés du Jurassique supérieur-

S'il est, en effet, un niveau stratigraphique languedocien où les conditions d'une évolution "holokarstique" se

trouvent approchées. c'est bien dans le regroupement compréhensif (notre quatrième masse) s'étendant du Rauracien au Portlandien, et même au Berriasien.

a)-Pays montpelliérain-

Cette affirmation vaut particulièrement pour le pays montpelliérain, largement défini. Les gros bancs rauraciens quelquefois répartis en deux masses, formant abrupt sur les versants structuraux; les calcaires séquaniens plus finement lités, mais dont les dalles s'épaississent vers le sommet de l'étage; les lourdes masses du Kimméridgien et du Portlandien où les strates sont mal lisibles, particulièrement lorsque y règne le faciès tithonique récifal, se recommandent par l'épaisseur d'ensemble des calcaires solides et purs où les vires marneuses demeurent rarissimes. Lapiès et clapiers sont des éléments constants du paysage sur ces affleurements; des essaims de dolines y paraissent quelquefois, lorsque les sites leur deviennent favorables, particulièrement sur les dos de terrain, tandis que les creux, collecteurs de terra rossa, localisent des poljés élémentaires; innombrables, les avens s'ouvrent partout sur des cavités très nombreuses où, d'ailleurs, les gouffres l'emportent sur les grottes et les galeries; celles-ci existent, néanmoins, ressortissant, préférentiellement, au type des conduites forcées (P.DUBOIS, 1964); aux volumes excavés relativement importants correspondent les fortes réserves souterraines, le grand nombre d'émergences à gros débit de crue; les percées hydrogéologiques sont particulièrement longues

(21 kilomètres pour le Rieumassel).

b)-Grands Causses -

Le tableau est un peu différent, en ce qui concerne les Grands Causses. Pas davantage de marnes, mais des terrains de moins bonne "tenue". Rauracien et Séquanien, sur 200 ou 300 mètres, déroulent une série de calcaires marneux et sub-lithographiques, se débitant en petits lits vulnérables, quelquefois dolomitisés. L'imprégnation magnésienne l'emporte dans le Kimméridgien dont la "dolomie" gris clair est peu cohérente. C'est seulement avec le Portlandien, constitué (sauf pour les faciès terminaux "pürbeckiens") "de calcaires blancs, souvent oolithiques et de calcaires récifaux", parfois dolomitisés (H.PALOC, 1972, p.19), qu'on se rapproche, mais uniquement dans le Sud-Est du bassin caussenard où il est représenté, des types caractéristiques des Garrigues. Il en résulte que, pourvu à la base d'un mince plancher marneux, assez inefficace, représentant l'intervalle callovien- argovien où l'Oxfordien manque, parfois, complètement, le Jurassique supérieur des Causses, où l'emportent des dolomies mal compactées à désagrégation pulvérulente et des calcaires lités se débitant en plaquettes, ne constitue que le toit fissuré et poreux de la grande masse karstique du Dogger (J.CORBEL, 1954 ; E.COULET, 1962).

c)-Domaine pré-pyrénéen l.s.-

Au Sud-Ouest de notre région, du Causse de Bédarieux où ils ont été rongés par la surface de dégradation karstique

de la bauxite, jusqu'aux pré-Pyrénées, en passant par les collines de l'Occident de Narbonne, les faciès dolomitiques dominent dans le Jurassique élevé. L'on sait (M.GOTTIS :1957) que les difficultés d'identification des fossiles, rares et souvent méconnaissables dans ce type de roches, et les similitudes de texture avec la dolomie du Dogger ont longtemps dissimulé la présence de ces niveaux stratigraphiques, de telle sorte que la deuxième édition de la carte géologique (feuilles de Bédarieux et Narbonne) subordonne directement le Jurassique moyen aux couches crétacées. En réalité, bien qu'une large extension de la transgression néo-jurassique soit aujourd'hui admise dans ce domaine, les travaux récents de révision, en partie inédits, ne sont pas encore partout parvenus aux séparations souhaitables. Il reste que, là encore, la continuité verticale du vase karstique, affecté des aptitudes propres à la dolomie, est assurée.

E- La 5ème masse: l'Urgonien et son plancher imperméable du Crétacé inférieur :

1)-Les couches marneuses du Crétacé inférieur-

Les faciès du Crétacé inférieur sont, comme cela est bien connu, absents des Grands Causses. Si, dans le bas-pays, le Berriasien, où les bancs calcaires d'échelle métrique sont fréquents, doit être le plus souvent rattaché à la masse calcaire du Jurassique supérieur qu'il coiffe, les marnes donnent leur cachet au Valanginien, à l'Hauterivien et même au Barrémien inférieur. On y trouve bien quelques bancs et lentilles calcaires; ces dernières revêtent même une importance locale dans le cas

des formations bioclastiques du Valanginien "miroitant" du pays montpelliérain (Hortus, Puech des Mourgues) et de l'Haute-rivien élevé de la Garrigue nîmoise et de ses entours (calcaires "à débris"). Dans ces terrains du Crétacé inférieur, les pertes, sans doute, sont nombreuses, comme les émergences. Ces dernières cependant restent de faibles débits et dépourvues de pérennité. En effet, les percées souterraines, d'ailleurs mal connues, y paraissent sans ampleur, pour la plupart impénétrables ou peu pénétrables, par suite de la mauvaise résistance des marno-calcaires (P.DUBOIS : 1964). Pour les mêmes raisons, les formes de surface s'avèrent peu caractéristiques. A ces détails près et à adopter une échelle plus large, cet ensemble n'en forme pas moins un puissant écran marneux, surtout au niveau du Valanginien, rarement épais de moins de 300 mètres et pouvant approcher 1 000 mètres, selon les résultats du sondage de Lussan I (G.FABRE :1972).

2)-Le Barrémien à faciès urgonien :

La cinquième masse karstique se ramène aux faciès urgoniens. Ces beaux calcaires blancs ont un air de famille, bien que présentant quelques variantes- nuances plus que contrastes (G.FABRE :1972):un peu plus marneux, par exemple, au Nord de Méjeannes-le-Clap, "crayeux" au Bois de Lens, au voisinage d'Alès, près de Ruph, à l'Ouest du Bois de Goudargues; purs et bioclastiques dans le type "récifal" qu'ils développent en pays rhodanien. Remarquables, en général, par leur pureté, leur "tenue" et leur puissance (entre 250 et 500 mètres

dans le massif de Lussan, là, du moins, où ils ne se sont pas trouvés amenuisés par les effets conjugués des mouvements anticlinaux et de l'extension des surfaces d'érosion) ils forment en pays gardois et ardèchois, le niveau karstique par excellence, comme l'est le Tithonique en pays héraultais. La variété des types de lapiès et cannelures, l'apparition de dolines d'alture peu évoluée toutefois, l'existence de poljés (cf. en Garriques de Méjeannes-le-Clap: Camellié et Cambarnier - G.FABRE : 1972) donnent aux formes de surface une importance relative. Comme toujours, en nos régions, les avens constituent le fait dominant: avens de tous styles (cutanés et profonds, d'érosion et d'effondrement, souvent liés à la tectonique) et de toutes fonctions (absorbants, émissifs par extravasement ou simples "accidents" de la voûte, sans drainage c un impluvium appréciable). Sous terre, les galeries retiennent aussi l'attention: établies à différents niveaux; certaines "fossiles", en voie de concrétionnement rapide par draperies latérales et empâtement de plafond; d'autres à écoulement vadoso et souvent temporaire; les plus profondes noyées et en communication avec des réseaux fissurés. Les vitesses de circulation, dans la masse urgonienne, quelquefois élevées, suggèrent le rôle important des gros conduits. Mais l'existence d'eaux piégées implique la réalité complémentaire d'une nappe. Les percées hydrogéologiques sont bien établies, nombreuses et sur de longues distances (proche de 10 kilomètres pour la source de Goudargues). Il arrive qu'elles soient asservies aux failles qu'accompagnent à l'habitude,

en ces terrains du Crétacé inférieur, des zones de broyage (désignées un peu improprement comme des "mylonites" par P.MARCELIN:1926; quelquefois elles sont calquées sur le tracé des vallées sèches (Alauzène: G.FABRE :1972) ou obéissent à la pente structurale; mais, plus fréquemment, elles paraissent s'affranchir de ces guides.

3)- L'Urgo-Aptien du domaine pré-pyrénéen-

Dans les pays de la Cèze, l'Aptien (calcaires marneux et marnes du Bédoulien, marnes et calcaires gréseux du Gargasien) ne s'incorpore nullement au sommet de la masse karstique urgonienne. C'est ce même étage, au contraire, sous le faciès urgo-aptien qui fournit une bonne partie des calcaires karstifiables du domaine pré-pyrénéen. Dans les Corbières orientales, au-dessus des calcaires à gros bancs massifs du Barrémien, s'interposent les marnes et les calcaires marneux ou gréseux de l'Aptien inférieur; ils sont suivis des calcaires à Rudistes et à patine claire de l'Aptien supérieur. Dans les deux grandes masses ainsi séparées par ce plancher imperméable, moins nettement au Nord des Corbières allochtones qu'au Sud de ce massif et dans la Clape, les formes souterraines sont bien développées, dénoncées par de très nombreux avens. Les formes superficielles, comme il est habituel en nos régions, apparaissent médiocres et discrètes, surtout en ce qui concerne les dolines. Il est vrai que lapiés et clapiers occupent de grandes étendues. Notons quelques poljés vers Opoul (Opoul, Mas d'en Bac, Mas Dachs) et vers Fitou où il s'agirait plutôt d'ouvalas géants (la Platière

de Fitou) étudiés par P. BRUNET (1958).

F - Autres calcaires karstifiables, notamment tertiaires, d'affleurements exigus :

Plus haut dans la série stratigraphique, existent encore de nombreux faciès carbonatés aptes à la dissolution; mais aucun ne possède une étendue et une puissance suffisantes pour constituer une "masse karstique" d'intérêt régional. Citons cependant, pour leur intérêt local, les horizons de sédimentation assez pure, intercalée dans la longue série des calcaires gréseux, des grès, sables et marnes du Crétacé moyen et supérieur du Nord du Département du Gard; la "barre" de Rognac, représentée tant en pays montpelliérain que dans le domaine des pré-Pyrénées, mais épaisse seulement de quelques mètres; les calcaires thanétiens qui jouent leur rôle dans le karst de l'Alaric; les formations marines ou laguno-marines, ordonnées de part et d'autre du couloir de l'Aude, d'âge sparnacien, yprésien et (pro parte) lutétien. Avec 50 à 100 mètres de puissance, le Lutétien du Bas-Languedoc méditerranéen est, de tous les calcaires lacustres, le seul qui puisse, ici, retenir l'attention: quelques grottes de quelques dizaines de mètres pour leur plus grande dimension; des pertes et des circulations souterraines d'extension limitée et de débit faible, rarement pérenne, sauf à s'alimenter aux dépens du cadre mésozoïque, peu de formes de surface conservées, à cause de l'extrême gélivité de cette roche. Cependant, un karst élémentaire existe encore, au pied des Pyrénées, dans les poudingues de l'Eocène moyen et

élevé, dont le ciment est carbonaté et qu'interrompent quelques horizons calcaires (P.BRUNET :1958). Presque toujours marneux ou lités, les calcaires oligocènes n'offrent guère d'attrait pour notre sujet. Quant aux niveaux à moellons de la molasse, plus poreux que fissurés, livrant à l'exploitation par la dissolution leurs joints horizontaux, principalement, ils nourrissent quelques grosses sources, mais les fonds des carrières qu'on y a creusées sont inondés en hiver, témoignant de leur médiocre tolérance à la percolation. De plus, hypergélifs, ils ne montrent pratiquement pas de formes de surface caractéristiques, à l'exception de quelques abrupts de versants ruiniformes, parfois agrémentés de pseudo-taffonis.

G- Aptitudes karstiques selon les faciès:

Au terme de cette revue, on ne peut que réaffirmer l'énorme capacité d'absorption des ensembles calcaires du Bas-Languedoc- Roussillon. Dans les paysages et, particulièrement, sur les plateaux perchés au-dessus du niveau des écoulements pérennes sub-aériens ils renforcent les caractères d'aridité déjà impliqués par une pluviosité irrégulière, aux longues périodes sèches pouvant intervenir à tous moments de l'année, mais spécialement efficaces en saison chaude. Corrélativement, ces karsts thésaurisent d'importantes réserves aqueuses, à l'abri de l'évaporation et contribuent à contenir, dans une certaine mesure, les variations des débits fluviatiles qui seraient encore plus excessifs sans eux. Les adductions d'eau le prouvent bien, dont les usagers savent que leur village connaîtrait de graves

pénuries si des réserves ne s'étaient constituées, non seulement au cours des mois, mais, souvent, au cours d'années plus favorables et dont l'utilisation vient à propos, soutenir le débit des sources captées.

L'on aura remarqué, dans les lignes qui précèdent, les modalités différentes de l'infiltration, du stockage hypogée et des écoulements, en fonction des faciès. (Revoir, à ce sujet : H. PALOC :1972).

1)-Les marno-calcaires :

Les marno-calcaires, le plus souvent lités en petits bancs, n'offrent guère de points d'absorption spectaculaires, ni de beaux réseaux souterrains; les formes de surface y sont indigentes. On reconnaît là les conséquences de la fragilité de ce type de roches qui favorise le bris et les tassements. En outre, les effets de leur composante argileuse, particulièrement sensible au niveau des interlits, limitent la perméabilité. Le chimisme des eaux hypogées s'en trouve modifié: celles-ci, classiquement bicarbonatées et calciques, sont, en sus, riches en chlorures et sulfates, héritages des horizons marneux. Malgré tout, les joints de stratification, les diaclases que favorisent les étirements disharmoniques et le " boudinage" des bancs multiplient les occasions d'infiltration. Les sources sont pareillement nombreuses, mais de débit réduit, même en saison hivernale. Leurs décrues rapides, leur tarissement estival prouvent, conjointement, la faiblesse relative des réserves

et la brièveté des trajets souterrains accomplis. L'on doit à ce type lithologique une grande partie des traits " méro-karstiques " de nos massifs perméables.

2)-Les calcaires dolomitiques:

Les calcaires dolomitiques leur confèrent des aspects singuliers. La gamme des formes de surface s'y montre complète: avens, dolines, lapiès et cannelures de corniches, typiquement ruïniformes, avec un pittoresque âpre et comme un air de famille. Sous terre, le karst est inégalement développé, suivant les degrés de diaclasation, de porosité, mais aussi de cohérence de la roche; quant à ce dernier facteur, l'on sait que la grande dolomie "grise" du Bathonien, comme la dolomie "rose" du Bajocien sont beaucoup plus solides que celle "blanche", à débit sableux du Jurassique supérieur. Diaclasée, cette roche assure un drainage vertical rapide; massive et peu poreuse, elle forme de véritables barrages karstiques; point trop fracturée mais suffisamment poreuse, elle se comporte en roche-magasin. Les griffons de sources, dans ce dernier cas, connaissent de lentes décroûtes et des étiages soutenus: signe d'une lenteur caractérisée de la circulation souterraine et de l'existence de réserves. Médiocrement filtrantes (et, alors, susceptible d'engorgement de leurs drains) ou pourvues de véritables nappes hypogées (sujettes à s'extravaser), les dolomies autorisent, à la surface de plateaux pourtant réputés perméables, particulièrement après des précipitations intenses et massives, l'établissement insolite des zones d'inondation qui subsistent parfois des mois après

l'incident climatique se situant à leur origine. Nous reviendrons sur celles du Larzac, étudiées par H. SALVAYRE (1964, 1969). Au total, les calcaires dolomitiques renforcent l'impression de rudesse donnée par les paysages superficiels mais définissent un domaine souterrain assez différent de celui des calcaires purs.

3)- Les calcaires purs et cohérents :

Les grandes masses de calcaires purs et cohérents sont, évidemment, les plus précieuses pour notre sujet, tant en ce qui concerne la variété des formes de surface que les circulations souterraines. L'on a vu que celles-ci, très inégalement véloces en étiage et en crue se réfèrent à deux types témoignant d'une évolution différente: réseaux lents et étriqués de fissures et amples conduits rapides d'agencement complexe. Les systèmes souterrains du Bas-Languedoc méditerranéen et des pré-Pyrénées sont bien tels qu'on peut s'y attendre dans des faciès comme le Rauracien à gros bancs, le Kimméridgien et le Portlandien tithonique, le Barrémien-Urgonien ou l'Urgo-Aptien. Mais, si diverses qu'y soient les manifestations superficielles de la dissolution, on hésitera, sur le seul aspect de la topographie sub-aérienne, à leur reconnaître un caractère franchement "holokarstique". Il convient de les décrire pour rendre compte de cet état de fait.

II- LES FORMES SUPERFICIELLES DU KARST:

Etudiant, au chapitre précédent, la genèse et l'évolution des surfaces d'aplanissement, il nous était impossible de ne

pas examiner, au moins en gros, pour les larges affleurements calcaires où, précisément, elles sont le mieux conservées, la part qui revient, dans leur modelé, aux formes superficielles du karst. Nous voudrions, ici, les examiner plus en détail, notamment d'un point de vue typologique, dans le dessein de préciser les processus auxquels elles sont redevables, éclairant par la le milieu (lithologique et bio-climatique) où elles se sont développées et, en outre, notant leur degré d'évolution, tenter de leur assigner, fût-ce approximativement, une place chronologique. Nous devons, en outre, établir la marge de solidarité, bien loin d'être en tous cas évidente, qui les unit au karst hypogé.

Les lapiés:

Grâce, en particulier, aux travaux de J.NICOD (1954, 1967, 1972, 1973), lui-même utilisant et adaptant la classification de A.BÖGLI, conçue dans un autre milieu, les lapiés méditerranéens ne sont plus " des formes méconnues ". Leur étude a été abordée également en pays caussenard, bas-languedocien et sur les marges roussillonnaises, plus souvent sur le plan local qu'au niveau de l'ensemble (P.BRUNET, 1958; P.VERDEIL, 1959 ; J.MARTIN, 1960; M.MUS, 1965; E.COULET, 1969; G.FABRE, 1972). De fait, la pierraille déchiquetée apparaît partout à la surface de nos massifs calcaires. Mais elle est loin d'appeler l'attention et la curiosité de l'observateur pareillement, en tous secteurs. Pseudo-lapiés exploitant les joints de stratification redressés dans les marno-calcaires déformés par le plissement pyrénéo-

provençal, têtes rocheuses sans grand caractère, à demi enfouies dans le sol végétal ou sous les blocs des clapiers, dalles d'extrados de bancs peu pentés où la dissolution n'a laissé que des sculptures en miniature sont aussi fréquents que les belles formes de "rascles". Celles-ci, outre les calcaires dolomitiques où leur cachet ruiniforme s'impose, tant dans les Causses qu'en Garrigues, se rencontrent dans les grands massifs de calcaires purs et cohérents du Mésozoïque: Corbières orientales, zone sub-cévenole, "Eperon" du Languedoc, plateaux de Nîmes et de Lussan. A l'exception des types tropicaux qui ont pu exister mais n'ont pas laissé de traces, oblitérés par de nouvelles évolutions et des types "hauts alpins", peut-être approchés par certaines formes périglaciaires, abâtardies depuis, toutes les variétés sont représentées, bien que très inégalement.

A-Leurs types :

1)-Types élémentaires de lapiés nus et ouverts:

L'on sait que la typologie, dans une première démarche, sépare les lapiés en fonction de leur complexité. Parmi les types élémentaires, on aborde un second critère de classement avec le degré d'exposition de la roche calcaire.

a)-Selon l'agent d'agression: les modes de ruissellement-Rillenkarrén et Rinnenkarrén:

Les lapiés nus évoluent à l'air libre. Les agents de la dissolution sont, dans ce cas, l'eau de fonte nivale (Grands Causses actuels; toutes étendues calcaires lors des périodes

froides et humides du Pléistocène) et l'eau de ruissellement pluvial, la seule active, aujourd'hui, dans le bas pays. Nous rappellerons leur inégale efficacité: d'un côté la haute teneur en CO_2 de la neige fondante; de l'autre, malgré la notation de bas pH initiaux dans l'eau de pluie, la rapide saturation des flux de ruissellement. Des raisons, par conséquent, de supposer que l'évolution de ces lapiés a été plus active dans les périodes fraîches et humides du Quaternaire qu'elle ne l'est aujourd'hui, davantage favorisée, cependant, en région caussenarde, aux affinités sub-aquitaines, qu'en climat méditerranéen où la bloquent les périodes de sécheresse caractéristiques de ce milieu. C'est pourquoi nous pensons que les rythmes de développement de ces formes, définis en d'autres climats, ne sont pas transposables tels quels en notre région. Ainsi, l'entaille verticale, d'ordre métrique, inscrite aux dépens des roches polies, dans le milieu haut alpin, et, par conséquent, postérieure à la déglaciation, ne peut, en aucune façon, fournir une échelle convenable pour étalonner la vitesse d'évolution que connaissent, aujourd'hui, ces formes, en nos pays. Encore faudrait-il nuancer, dans le cadre offert par la façade méditerranéenne elle-même: P. BRUNET (1958) fait expressément allusion à l'indigence sectorielle des précipitations dans les Corbières, pour rendre compte de la semi-paralysie présente de leur karst.

Les modalités de la circulation de l'eau, à la surface de la roche, justifient la diversification des types. Les films, sur pente suffisante, sont à l'origine de cannelures et de rigoles

("Rillenkarrén"), bien représentées sur les massifs sub-cévenols du Jurassique supérieur à faciès tithonique, dans les plateaux urgoniens du domaine rhodanien et dans l'Urgo-Aptien des pré-Pyrénées et des entités environnantes. On les repère, à mi-pente, sur le revers du crêt de l'Hortus (Valanginien à faciès "miroir-tant"). G. FABRE, (1972) a noté leur fréquence dans les Garrigues de Lussan. Leur "creux", généralement inférieur à leur largeur, relève d'une échelle centimétrique à décimétrique. Aux mêmes échelles, avec une concentration de flux un peu supérieure et sur pentes indécises, on passe aux types sinueux ("Rinnenkarren"). Les basses déclivités du revers de l'Hortus, la Garrigue nîmoise, à proximité du front de la cuesta de Lédénou, les environs de Lussan et de Méjeannes-le-Clap en offrent des exemples.

b)-Le facteur dimensionnel- Wandkarren -

Manderkarren ou coalescence de "kamenitza"-

Pour des dimensions supérieures, d'ordre métrique, impliquant des concentrations d'eau plus puissantes et des écoulements plus rapides, les deux types précédents passent respectivement et théoriquement aux cannelures de parois ("Wandkarren") et aux micro-méandres ("Manderkarren"). Les formes méandreuses un peu développées, extrêmement rares en Bas-Languedoc, nous paraissent illustrer un phénomène de convergence et résulter, en réalité, de la coalescence de "kamenitza". A profil en long rectiligne sur des distances de l'ordre de la dizaine de mètres trahissant une certaine influence des diaclases, avec un profil transversal en U, le fond large d'un mètre, les flancs à peine

plus hauts sont les cannelures du Bois de Goudargues, développées dans l'Urgonien "crayeux" (G. FABRE, 1972). On en rapprochera les "canaules", cheminées des corniches dolomitiques des Grands Causses (le mot étant pris au sens des alpinistes), d'évolution sans doute un peu plus complexe, puisque jouissant d'un micro-climat humide et ombreux et, de ce fait, habitées d'une végétation relativement luxuriante, comme l'on sait.

c)-L'influence des diaclases (Kluftkarren)-

Les formes géométriques nues, asservies aux réseaux de diaclases, se recoupant sous des angles et selon des directions caractéristiques pour chaque secteur, ("Kluftkarren"), souvent assez amples pour être partiellement cartographiées sur les feuilles au 1/25 000ème et même sur les plus récentes éditions du 1/ 50 000ème de l'I.G.N. (cf. Bessèges, Le Vigan), presque toujours lisibles sur la couverture photographique aérienne, paraissent cantonnées dans les espaces les plus exposés à une érosion vigoureuse. La facilité avec laquelle elles sont repérées sur la photographie aérienne dénonce, dans leur cas, l'influence des diaclases de distension; ce que confirme leur position structurale. Nous les trouvons au sommet et sur les flancs des massifs calcaires portés en altitude par la tectonique récente: la Séranne et ses abords, la zone flexurée qui borde au Nord le bassin de Ganges, des Cagnasses au sommet de Conqueyrac; ils apparaissent encore sur le haut des revers, tout à proximité du front des cuestas (Hortus), aux lèvres des canyons (Hérault). Pour quelques uns, parmi ces exemples, l'alimentation neigeuse peut

jouer un rôle, au moins sur les marges du Larzac. Mais on ne saurait généraliser cette proposition en l'appliquant à tous les cas cités. Il est, par ailleurs, remarquable que ce type de localisation corresponde à des impluvia plus réduits que ceux qui alimentent, en contre-bas, des rainures de développement moins spectaculaire. A notre sens, ce sont les facilités offertes, en ces sites exposés, à l'évacuation sans cesse recommencée de toutes formations fines, ainsi empêchées de procéder à un colmatage efficace, qui se trouvent à l'origine de l'exploitation d'un aussi grand nombre de joints, poursuivie sur des distances horizontales d'échelle fréquemment décamétrique à hectométrique.

2)-Types de lapiés couverts et formés:

a)-Problèmes de localisation :

Au contraire, les lapiés couverts sont de règle sur les plateaux massifs et au bas des pentes adoucies. La partie basse du revers de l'Hortus fait, en effet, un contraste complet, les lapiés couverts y dominant, avec sa partie haute, voisinant la corniche où les sillons géométriques nus s'imposent, comme nous venons de le voir. Encore faut-il que les basses pentes ne soient pas défavorables à l'accumulation des débris fins, ou, du moins, à leur conservation. Ainsi, à l'Ouest et proche du village de St-Martin-de-Londres, à proximité de la route D.122, non loin de la cote 264, là où le flanc anticlinal du Bois de Bouis entre brutalement en contact avec le replat

d'érosion des Parras, dessinant, sinon un "Knick", du moins un changement de pente accentué, les lapiés sont nus et paraissent destinés à le rester, dans les circonstances actuelles, parce que vigoureusement nettoyés à chaque averse.

b)-Les influences bio-climatiques:

Une relation tend donc à s'établir entre les types de lapiés et leur localisation qui prend valeur d'un début de justification; relation qui, du reste, demeure souple, en ce sens qu'à un type de site ne correspond pas un seul type de lapiés. Ainsi, aux "Rillen" et aux "Rinnenkarren" sont associées des micro-formes "fermées": cupules et vasques. Celles-ci ne sont, quelquefois, pas plus creuses que des assiettes, ne retenant, après la pluie, qu'une flaque d'eau où, cependant, une végétation pionnière s'installe, capable de résister aux longs intervalles de sécheresse et dont les tout premiers représentants sont des lichens (cf. Verrucaria). On passe donc, par transition, aux vasques de corrosion bio-chimiques ("kamenitza") qui s'inscrivent fréquemment, dans la roche à une profondeur de 15 à 20 centimètres. Elles se trouvent sur les dalles médiocrement inclinées des calcaires purs et cohérents. C'est que, de même qu'il n'existe guère de lapiés couverts sans têtes rocheuses, de même il est rare que les étendues de roches dénudées ne portent pas, ici et là, des plaques de sol (sol discontinu) et des îlots de végétation "ponctuelle" (disposition en touffes et "coussinets"), plus ou moins étendus. On rapprochera du cas des kamenitza, celui des tubulures de racines qu'il ne faut pas confondre avec les trous

Fig. 57 .

Grandes rainures de lapieds vifs de l' Hortus .

~ ~ ~ ~ ~ Corniches .

|| || Talus .

/// Glacis .

(~ ~) Terrasses .

- - - - - Thalwegs à déb
intermittents .

- . - . - . Limite approxi
- tive des lapieds nu

- - - - - Principales ra
- res de lapieds .



0 500 1000 m



de lithodomes- ces derniers se terminant " en ogive", d'ailleurs plus régulièrement groupés- et les lapiés caverneux, typiques des calcaires dolomitiques ("Kavernosenkarren", cf. dans le Bathonien du Causse de la Selle et les gorges de l'Hérault). Couverture édaphique et lithologie introduisent donc de nouveaux critères de diversification.

c)-Relations entre les lapiés nus et les lapiés couverts

Les têtes rocheuses lisses et arrondies auxquelles il vient d'être fait allusion, sont fréquentes dans les lapiés "enterrés", formes de dissolution lente, par circulation d'eau entre le roc et sa couverture fossilisatrice- soit deux zones de porosité différente. Les micro-crêtes aiguës sont surtout répandues à la surface de la roche dénudée.

Cependant, des exemples cités plus haut (longue pente du revers de l'Hortus, flanc anticlinal du Bois de Bouis avec le replat qui lui est subordonné) il semble ressortir que la dynamique actuelle contribue à la fossilisation des lapiés de bas de pente, sous une couverture de granulométrie fine et remaniée, tandis que sont nettoyées les formes des hauts, plus exposés, et celles qu'affecte un changement rapide de déclivité, zones de concentration d'eaux sauvages vite écoulées. Nous ne disposons certes pas d'un nombre d'observations suffisant pour nous hasarder à formuler des règles générales. Il reste qu'elles sont assez nombreuses pour nous convaincre qu'une partie, au moins des lapiés nus résulte du démantèlement d'anciens lapiés couverts; tandis qu'une partie des lapiés, aujourd'hui "enterrés" ont vu

e' épaisir la formation para-pédologique ou colluviale qui les fossilise. La déforestation, à partir du Néolithique, n'y est certainement pas pour rien, mais le processus a pu s'amorcer plus haut, dans le Quaternaire, à l'occasion des vicissitudes d'origine climatique subies par le tapis végétal.

3)-1^{er} degré d'évolution des formes- l'influence de la durée:

Parmi les paramètres que l'on doit prendre en considération dans l'établissement d'une typologie des lapiés, figure, naturellement, le degré d'évolution de ces formes. Evolués, les micro-rainures, les petits drains sinueux, les cupules, les vasques sans profondeur le sont peu. On admet classiquement, au contraire, que, parmi les types nus, les lapiés aiguisés ("Spitzkarren") témoignent d'une longue application du processus de dissolution; les plus beaux exemples que nous puissions en proposer se réfèrent aux massifs du Jurassique supérieur: Rauracien et Séquanien lorsqu'ils s'offrent en gros bancs; Tithonique puissant et mal lité; et, avec des caractères sédimentologiques quelque peu comparables, faciés "miroitant" du Valanginien supérieur et masses urgoniennes, particulièrement récifales. Parmi les formes couvertes, on cite les "orgues géologiques", sortes de piliers aux intervalles bourrés de terra rossa, qui ont été, de façon évidente, façonnées longuement, elles aussi. On peut voir des formes qui s'en approchent, au sortir de Lunel, vers le Nord, auprès et à l'Ouest de la route D.34, sculptées dans le calcaire valanginien, si blanc qu'il fait apparaître sombre la terre rouge qui y occupe des poches de 1 mètre à 1,5 mètre de profondeur.

Les grandes dimensions peuvent évidemment fournir un argument en faveur d'une évolution durable. On ajoutera à ces éléments de diagnose, l'existence de types composites où les parois des grandes rainures (métriques à pluri-métriques) s'ornent de fines cannelures centimétriques, en général, plus larges que creuses. Sans doute peut-on estimer, ces formes composites étant présentement toujours vivantes, qu'elles témoignent d'actions nuancées par le degré de concentration des écoulements: pelli-culaires et vite ressujés sur les micro-flancs rocheux, déjà rassemblés et générateurs d'une humidification plus durable au fond des drains majeurs ombreux. Mais, de toutes façons, l'antériorité de l'évolution de ces drains principaux sur celle de leurs parois n'est pas niable. Aussi serions-nous tenté d'y voir, le plus souvent, deux générations de formes au moins dont l'origine ressortit à des moments et des milieux climatiques différents.

4)-Le facteur lithologique :

Par ailleurs, s'il est logique de lier les dimensions acquises à la durée de la dissolution, toute appréciation doit être nuancée par la considération des faciés. Nous avons déjà signalé le cas des marno-calcaires à petits bancs qui, redressés par les mouvements tangentiels, ne donnent que de faux lapiés exploitant les plans de stratification. Les lapiés authentiques relèvent de calcaires suffisamment purs et tendant à la structure massive et, aussi, de calcaires dolomitiques. Pour les premiers, la finesse de texture de la roche a son importance; les

belles formes sont largement répandues dans les faciès bio-clastiques; mais, plus encore, parmi les golithes et les calcarénites fréquentes dans le Jurassique supérieur. On doit supposer, en pareil cas, un développement particulièrement rapide. Toutefois, les formes géantes montrent toujours le phénomène de la dissolution associé à celui de la gélifraction. Celle-ci s'étant montrée fort active lors de certains stades du Würmien, nous croyons pouvoir faire remonter la plupart des lapiés de bonne taille en Quaternaire récent.

B- Quelques exemples de lapiés géants:

1)-Sauve :

A l'Ouest immédiat de Sauve, sur le revers Nord-occidental du Coutach, de part et d'autre de la N.99, le Tithonique terminal où les premières Berriasèles font leur apparition, montre un faciès spécial non coralligène (faciès dit "du Rieumassel"). Il s'agit d'une roche stratifiée en bancs puissants, à cassure grisâtre et à patine terne, reconnue comme extrêmement gélive. Il s'y développe un lapiés géant, aux creux profonds de plusieurs mètres, colmatés de terre arable et complantés de micocouliers destinés, naguère, à la fabrication des fourches de bois, qu'entourent des murailles naturelles hérissées d'aspérités et fréquemment démantelées en pinacles et clochetons.

2)-Bois de Païolive :

Dans le Jurassique supérieur, encore, de structure micro-graveleuse (Kimméridgien et Tithonique inférieur), le grand lapiés ardéchois du Bois de Païolive modèle des figures

bizarres où un peu d'imagination mise au service d'une certaine volonté d'exploitation touristique ont implanté une toponymie animalière.

3)-Causse de Pompignan :

Sur le Causse de l'Hortus, le long de la D.17, en bordure d'une vallée sèche, là où le Valanginien perd son caractère bio-clastique pour passer à un faciès graveleux, se dresse, haute d'environ deux mètres, une roche-champignon, curieusement étroite à la base et épanouie au sommet, à la surface finement craquelée par le gel. C'est, à notre avis, ce processus de gélifraction, préparant le travail de dissolution et dont l'occurrence est plus grande à proximité du sol qui explique cette silhouette, ici un peu exceptionnelle, mais banale, au contraire, dans les calcaires magnésiens.

4)- Grands lapiés dolomitiques : (Mourèze et Montpellier-le-Vieux).

Les grands lapiés dolomitiques de Montpellier-le-Vieux et de Mourèze sont bien connus. Tous deux sont découpés dans la "dolomie" du Dogger et sur un versant en pente sensible. De ce fait, l'évacuation du sable de désagrégation a été assez active. Néanmoins, les quilles se dressent au-dessus de cuvettes ou de vallons encore largement empâtés par l'accumulation sableuse. Les processus liés au froid ne sont pas étrangers à cette désagrégation, inégale suivant les irrégularités-mêmes de la dolomitisation de la roche. A Mourèze, en particulier, les signes de gélifraction développés aux dépens des parois ruiniformes, sont

manifestes. Mais elle est associée à la dissolution, chacune des deux actions ayant, dans un proche passé géologique, progressé selon son rythme propre, en fonction des oscillations climatiques qui lui étaient favorables. En effet, le "cirque" est, localement habillé de tufs à végétaux, à notre sens en grande partie post-glaciaires, par suite de leurs conditions de gisement, tout à fait superficielles. Le fait n'est nullement surprenant; ces tufs rappellent la différence de solubilité des deux carbonates; comme on le sait, tout se passe comme si l'exportation du carbonate de calcium était plus active en présence de dolomie (H.ROQUES, 1967); mais leur position permet de repousser la plus grande partie de la sculpture des quilles dans le Quaternaire récent. Il convient, du reste, de rappeler, concernant la dolomie, que la dissolution maximale ne requiert pas l'abondance des eaux froides comme cela a probablement été le cas, en nos régions, pour les calcaires purs. La dolomie est plus sensible à l'action des eaux tièdes (J.NICOD, 1967). Au cours du Quaternaire, elle a dû connaître un rythme de modelé propre, en partie commun (gélification), en partie différent (dissolution) de celui des autres roches carbonatées.

5)-Grands lapiés dolomitiques : les Rives -

Autre grand lapiés, celui du "lac" temporaire des Rives (P.MARRES : 1954; H.SALVAYRE, 1964, 1969, 1970; E.COULET, 1969), sis en zone d'inondation superficielle, sur la dolomie grise, dans l'Est du large synclinal de Guilhaumard: du fait de cette situation, l'affleurement est, à peu de choses près, en

position subhorizontale. Nous reviendrons ultérieurement, à propos des poljés, sur les processus commandant l'inondation, sa fréquence, sa durée, les relations existant entre cette nappe d'eau de surface et le karst souterrain. Ce qui nous importe, ici, c'est que le "lac" s'installe dans un paysage de lapiés géant, occupant les creux et enserrant les quilles ruiniformes transformées en îlots, de contours très capricieux et, par sa nature même, doté d'un niveau variable. Celui-ci dépend des conditions météorologiques d'alimentation initiale, qui ne sont jamais exactement les mêmes; par ailleurs, au fur et à mesure que le temps passe, soit par évaporation, soit par pertes souterraines, ce niveau tend à baisser. Toutefois, il arrive, comme ce fut le cas en Avril 1964 que de nouvelles précipitations de grande intensité horaire relèvent momentanément le plan d'eau qui marquait une tendance générale à l'affaissement, depuis un an. Reste que cette variabilité joue entre des marges assez étroites: de l'ordre de 1 à 2 mètres, vers les bordures, soit à une échelle inférieure au moins de la moitié à la hauteur des quilles. Au cours des épisodes de mise en eaux, le plus souvent, sa modeste chaussée suffit à maintenir ouverte la route D.151 que les eaux viennent border de façon plus ou moins stricte. Il en résulte une importante conséquence morphologique. Les processus induits par l'inondation jouent, à peu près toujours à la base des quilles. On y observe, au-dessus du plancher qui occupe les points bas et où se mêlent sable dolomitique, terra rossa d'apport latéral et sol palustre noirâtre développé in situ, une

encoche de dissolution. A l'altitude de 730 mètres qui est celle de cette partie du Larzac, le "lac" gèle en hiver. De la sorte, au niveau de l'encoche, le phénomène de dissolution peut être temporairement relayé par celui du pied de glace. Entre l'encoche et le sommet des quilles dont la paroi est ternie par les actions sub-aériennes et partiellement habillée de végétaux inférieurs, sur un mètre ou deux (à peu près la valeur du battement de la surface du "lac") où la roche apparaît nue, on relève des traces de gélifraction fréquente qui ont pour effet d'en renouveler l'exposition. Nous y voyons, en milieu montagnard, l'effet de l'humectation répétée, non seulement par l'occurrence des plus hauts niveaux d'inondation, mais encore, du fait des "embruns" légers, des brumes stagnant sur le "lac" et des rosées qui résultent de leur dissipation. Ainsi, en ce milieu particulier, au développement sub-aérien classique d'un grand lapiés ruiniforme, probablement relativement ancien, s'ajoutent des facteurs temporaires liés à la présence d'une nappe d'eau.

6)-Lapiés dolomitiques et lapiés calcaires- Le rôle décisif de l'héritage tectonique :

Bien que les calcaires dolomitiques soient particulièrement sujets au broyage et à l'écrasement, la genèse des lapiés ruiniformes trouve encore sa justification dans l'inégale porosité de ces roches, compte tenu des variations de la teneur en carbonate double de magnésie et de calcium, de la compaction, de la solidité du réseau cristallin. Dans les calcaires non magnésiens, les variations verticales et latérales des faciès ne

sont pas, comme on l'a vu, moins importantes; mais elles relèvent d'une échelle plus ample; les faiblesses virtuelles, exploitées par le cisèlement des lapiés, dépendent essentiellement du degré de fracturation de ces roches, constatation banale, notamment en ce qui concerne le type "géométrique", plus haut décrit, et sur laquelle il convient cependant d'insister en notre région. Qu'il s'agisse de faillettes ou de simples diaclases, l'expérience du terrain, l'examen de la couverture photographique aérienne que nous avons pratiquée systématiquement pour le Bas-Languedoc méditerranéen et pour le Sud-Est du Larzac, et, plus récemment, la photographie à l'infra-rouge dont l'étude a été entreprise par les hydro-géologues, révèlent, chaque jour, des massifs carbonatés beaucoup plus hachés de cassures qu'on ne pouvait le croire naguère. A vrai dire, si la densité des accidents impressionne, elle n'a rien de paradoxal; elle exprime une longue suite de déformations, de styles variés: tectonique et épirogénique. Les dernières s'appliquent à des ensembles rocheux préalablement rabotés par l'érosion et rendus d'autant plus brisants qu'ils se trouvent, désormais, en milieu superficiel, privés de la pression dite "hydro-statique"(dans le jargon des tectoniciens) qu'auraient pu exercer les masses surincombantes disparues du fait de la glyptogénèse. On prendra garde encore à d'autres circonstances favorables: l'avènement d'une ambiance de distension, succédant à des phases compressives, avec la "révolution" oligocène et le renversement de la pente régionale, orientée vers le Golfe du Lion, au cours du Néogène. Ils sont propres à transformer les failles

"fermées" en dislocations "ouvertes". Le dégagement des bassins de Garrigues et la profonde inscription des canyons, phénomènes plio-quaternaires, sont créateurs de figures de "collapse structure", comme il apparaît dans la vallée de l'Hérault, tant au pied du Taurac que dans la région d'Arboras où l'on relève des failles béantes. Ce sont là, il est vrai, des traits généraux du domaine circum-méditerranéen (J.NICOD :1972). Toutefois, l'on devra revenir sur ce sujet, des nuances sous-régionales sont décelables, à l'Ouest du Rhône: les secteurs de déformations maximales, résident dans l'ensemble péri-cévenol et le "complexe chevauchant" de l'édifice pyrénéo-provençal.

C- Les agents perturbateurs du développement des lapiés :

Nous ne serions pas complet si nous n'invoquions, enfin, à propos de ces lapiés, l'oeuvre d'agents perturbateurs les embruns littoraux, le vent, le gel.

1) Les embruns et les lapiés littoraux:

Les embruns saumâtres des lagunes n'ont guère l'occasion d'entrer en contact avec les calcaires qui ne bordent pratiquement jamais ces nappes d'eau, sauf très localement, pour les étangs de Leucate et de Sigean. A l'île de Ste-Lucie, demi-engagée au sein de celui-ci et qui sert de point d'appui à la voie ferrée, les mclasses n'en sont guère plus marquées que celles qui bordent la partie occidentale de l'étang de Berre. Quant à l'action directe de la mer, elle ne s'exerce que sur quelques "piliers" calcaires isolés et généralement peu étendus qui ser-

vent de points d'appui au lido : cap de Leucate (calcaire de l'Oligocène inférieur et moyen, coupé d'horizons marneux), rocher "de la Batterie" de St-Pierre-sur-Mer (Urgo-Aptien de la Clape -P.VERDEIL, t.III,1959), corniche de Sète (calcaire kim-méridgien partiellement dolomitisé). Parmi les formes spécifiques, rainures et cupules, les premières résultent plus particulièrement de la dynamique des vagues, associée à l'effet pneumatique qu'elles induisent; les secondes sont attribuables aux embruns. Certes, l'agressivité chimique de l'eau de mer est, en elle-même, médiocre; mais les fines projections qu'elle diffuse dans l'atmosphère littorale, entretiennent une humectation fréquente et durable d'où résultent des flaques d'eau et des ruissellements, capables de dissolution. En somme, l'eau de mer complète, ici, le travail des eaux météoriques. En outre, entre les creux, les micro-crêtes sont aisément la proie du gel.

2)-Le vent et les lapiés littoraux :

Du rocher de la Batterie de St-Pierre,P.VERDEIL (ibid. a, en outre, tiré des photographies qui ne laissent aucun doute sur le rôle que le vent assume, quant au modelé de ces lapiés, saupoudré des sables du cordon littoral tout proche. C'est, naturellement, la fraction siliceuse, moins nettement minoritaire dans l'ensemble sableux qu'à l'Est des bouches de l'Hérault où dominent les débris coquilliers, qui agit. Elle permet de mettre en évidence trois aspects principaux: 1) le polissage de la face "au vent"; 2) la striation des parois dans les micro-couloirs parallèles à la direction du vent; 3) la vermiculation des zones



Table de lapiès ruinée par la dissolution et la cryoclastie sur
le plateau de Méjannes - le - Clap (faciès urgonien) ,
d ' après une fotogr. de G . Fabre .

de retombées, "sous le vent". Il s'agit, au total d'un simple ma-
quillage éolien du lapiés. On ne le confondra pas avec les "nids
d'abeilles" de la molasse calcaire qui, fréquents dans le domai-
ne du Mistral, impliquent aussi que la paroi soit nettoyée de
ses débris fins par le vent; mais la production de ceux-ci résul-
te d'un travail de désagrégation de type granulaire où la géli-
fraction peut avoir sa part, et qui s'apparente, pour l'essen-
tiel, aux processus à l'oeuvre dans les "taffonis".

3)-Le principal agent perturbateur : le gel-les clapiers et
les tables de lapiés :

Les effets du gel, présent et passé, sont autrement im-
portants sur les lapiés. Ils en écrètent les têtes dont les dé-
bris finissent par s'incorporer à la couverture meuble des for-
mes "enterrées" et parsèment, plus ou moins densément, les formes
dites nues. Dans le massif tithonique qui domine Cambaillaux
(f.de Montpellier), à l'exception de quelques affleurements sans
ampleur, répartis çà et là, la roche en place se trouve littéra-
lement ensevelie sous une couche de débris décimétriques, elle-
même épaisse, le plus souvent, d'un demi-mètre à un mètre. Il
s'agit de gélifracts qui évoquent une phase de gel brutal, mais
brève, sans quoi, dans une roche aussi gélive que celle-là, les
gros éclats se trouveraient avoir été, à leur tour, fragmentés
plus finement. Pour la même raison, nous l'attribuons à un épiso-
de würmien très récent à sub-actuel. C'est, en tous cas, un pay-
sage original, celui du "clapier", témoin de la destruction du
lapiés, mais non de l'arrêt de la dissolution, celle-ci se trou-

vant favorisée, au contraire, par l'augmentation de la surface de contact qui résulte du débitage en cause. Macro et micro-gélifraction sont intervenues de façon particulièrement manifeste dans le cas des "tables de lapiés" ("Karrentische"). Celles-ci affectent plus particulièrement les gros bancs à faible pendage, bien interstratifiés entre des passées de calcaires plus marneux et plus finement lités: ainsi, répondant assez bien à ces caractères, le revers de la corniche du Callovien supérieur, à l'Est de la mare de l'Estagnol (Causse d'Aumelas). On y relève la chaîne génétique suivante, à partir des "Spitzkarren" de bonne taille, observables à l'amont, et en allant vers l'aval-pente: table de lapiés d'où se détachent des gros blocs, clapier à blocs décimétriques et passant vers le bas à l'éboulis plus ou moins ordonné. Si la dissolution et une certaine gélifraction actuelle demeurent partiellement vivantes, il s'agit, en grande partie d'un complexe hérité et nous devons faire retour à cet exemple, à propos des temps quaternaires.

D- Le rôle morphologique des lapiés :

1)-Détails rares et formes fréquentes:

Certes, quelques-unes des formes de lapiés, énumérées ci-dessus, sont très faiblement représentées sur notre terrain (types méandreux); d'autres, sans être aussi rares, ne présentent, pour ainsi dire, qu'un intérêt de curiosité (cupules littorales, tubulures, "kamenitza" isolées à la surface de dalles peu sculptées). Nous avons tenu, cependant, à les recenser méthodiquement

afin de souligner le nombre élevé de facteurs qui entrent dans la genèse de ces éléments du modelé, réputés "mineurs". De ce point de vue, nous ne pouvons que souligner la justesse d'une opinion de P.VERDEIL (1969,t.III,p.71). pour qui le lapiés est, en quelque sorte et comme en résumé:"l'image de l'attaque de la roche par les différents agents". Mais, sous peine de laisser une impression fausse au lecteur, il faut préciser nettement que (et pour peu que, directement exposés, la roche s'y prête, par sa pureté, sa cohérence et une certaine puissance) la forme dominante est celle du lapiés aux crêtes aiguës, aux rainures abruptes dont les parois sont "peignées" de fines cannelures et dont les interfluves miniatures s'ornent de fins sillons soulignant les micro-diaclases. Ils passent, par endroit, à cause du sol végétal qui y est retenu aux types bio-chimiques: vasques voisinant avec quelques cupules. Mais l'ensemble est à demi-ruiné par la désagrégation mécanique d'origine principalement gélive et plus ou moins abondamment semé de débris et de caillasses.

2)-Lapiés et regradation :

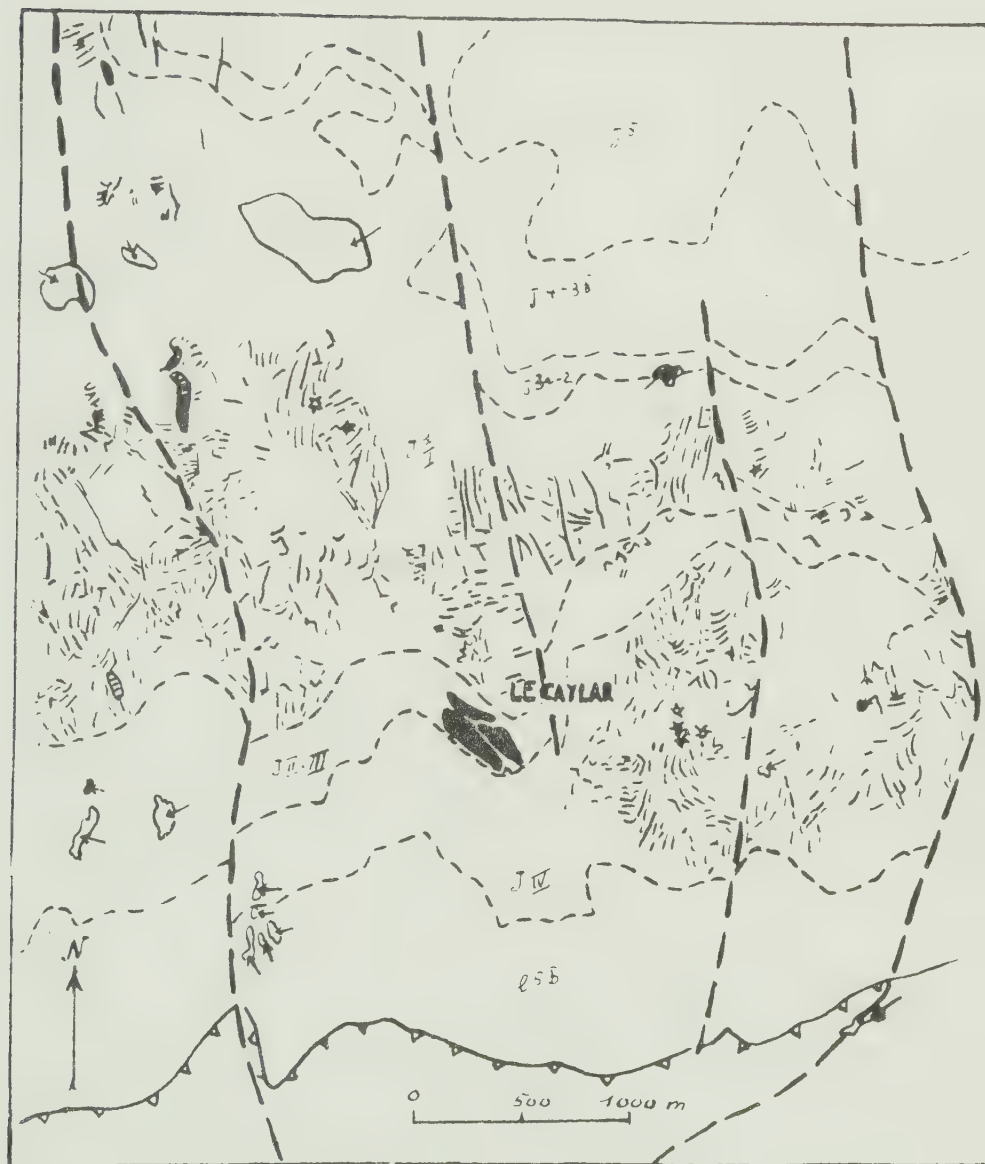
Ainsi, il est bien démontré que les lapiés témoignent d'une usure notable de nos plateaux calcaires et calcaréo-dolomitiques. Les types géants, plus haut décrits, en sont, en eux-mêmes, une preuve. Le phénomène est encore plus convaincant, si l'on veut bien admettre qu'au cours des oscillations climatiques (cycles humides et à tendance aride; phases chaudes-ou tièdes- et froides) ont plusieurs fois alterné les périodes de dissolution chimique et de destruction classique, tour à tour prédominantes, tant pour

les types nus que pour les formes couvertes; et cela, depuis l'établissement des surfaces d'érosion: soit au travers des temps quaternaires et d'une bonne moitié des temps tertiaires - étant bien entendu que les plus anciennes parmi ces formes fragiles n'ont pas subsisté . Par là, le phénomène de lapiasation, si modeste que soit son échelle dans l'ensemble du paysage, paraît bien être le principal responsable de la regradation des topographies aplanies, ainsi que nous l'avons affirmé, au chapitre précédent.

3)-Lapiés et infiltration :

Bien entendu, l'évaporation tarit fréquemment une importante partie du ruissellement superficiel dans les rainures de lapiés nus dont l'eau est, du reste, rapidement saturée. Il en résulte que l'exportation des carbonates y est réalisée par à coups. Dans le cas du lapiés couvert, la circulation sous-cutanée, ralentie et prolongée par le fait d'une vulnérabilité réduite, à l'endroit de l'évaporation, apparaît comme plus régulière. La saturation peut s'y trouver retardée, l'eau se ravitaillant aux sources propres de l'acidité du sol. Mais, dans les deux cas, en favorisant une certaine concentration des écoulements, comme le démontre la fréquence des points d'absorption rapide qui y sont implantés, les "rascles" sélectionnent, en quelque sorte, des fissures privilégiées, et, en permettant leur élargissement, favorisent les communications de la surface, avec le monde hypogée. La lapiasation n'est pas seulement le signe évident de la diaclassesation, elle témoigne encore de l'exploitation des fissures et dans les trois dimensions.

Larzac oriental : répartition des lapiès géants
et des dolines en fonction des différents faciès .



- Dolines et avens :

A- Inégale répartition régionale des dolines :

Dans l'inventaire des formes karstiques de surface, les dolines ont retenu l'attention plus tôt que les lapiés; en effet, celles-la constituaient souvent une portion remarquable de l'ancien ager et, par là, s'affirmaient plus spectaculaires que ceux-ci surtout lorsqu'ils se sont établis dans la forme assez banale et demi-ruinée que nous venons de décrire.

D'un point de vue morphologique, on aurait tort, cependant, de croire qu'elles revêtent plus d'importance qu'eux. Par rapport à l'ensemble de l'impluvium (eau recueillie, mais aussi infiltrée) constitué par les surfaces lapiasées, elles représentent, en règle générale et prises collectivement, une superficie bien moindre. Affirmation qui vaut, néanmoins, d'être nuancée, selon les secteurs sous-régionaux.

1 - Dans les basses Garrigues :

Représentées dans chaque massif calcaire ou calcaréomagnésien, pourvu qu'il soit étendu et que la roche y montre suffisamment de pureté et de cohérence, elles demeurent, toutefois, rares et petites dans les Garrigues du Languedoc méditerranéen (espace péri-cévenol excepté), les Gras de l'Ardèche, les Causses du Minervois et les Corbières orientales.

2 - Dans les hautes Garrigues :

Sans que leur taille exige soit sensiblement modifiée, leur nombre s'accroît dans les hautes Garrigues, au contact de la Cévenne, entre Gardon et Hérault (Bougerlan, anticlinal de Tornac feuille d'Anduze; les Rochers, Curenç, Bois de Labrie, replat de l'Olivier, au Sud des Cagnasses), et aux confins du Larzac (Sérane, Bois de Montmal, Causse de la Selle); on ajoutera, à proximité, la région anticlinale des bois de Sauzet, Pous et Monnier et le monoclinale du Coutach. Cette différence, entre basses et hautes Garrigues n'est pas forcément très sensible aux yeux du voyageur pressé qui ne quitte pas les routes: préférentiellement aises dans les zones sommitales, la plupart des dépressions fermées ne sont accessibles qu'au promeneur pédestre.

3 - Dans les Grands Causses :

Il en va autrement dans les Grands Causses où les dolines sont un élément signalétique du paysage et qui ne sauraient échapper à l'observateur, même à l'occasion d'un parcours rapide; plus vastes, d'apparence un peu plus variée, elles s'ordonnent souvent en ouvalas dont le Larzac méridional offre de beaux exemples. Dans la montagne pyrénéenne, l'on sait que la partie Nord du pays de Sault, en avant du barrage marneux qui justifie la planité de sa partie méridionale, est, elle aussi, fortement défoncée par la dissolution.

Il paraît donc exister une incompatibilité entre le milieu des bas-plateaux méditerranéen - milieu actuel ou paléo-géographique et le développement de cette forme de modelé. J.NICOD

(1967) a fait la même constatation en basse Provence calcaire, en exceptant, justement, les Grands Plans, d'affinités montagnardes. Nous devons, à notre tour, tenter une justification. Pour préciser les données du problème, nous étudierons les sites préférentiels d'établissement des dolines, nous établirons la liste des types les plus fréquents, remontant, ainsi aux processus génétiques. Nous pourrons, alors, mieux comprendre les inégalités de la répartition régionale, exposées ci-dessus et préciser le rôle des dolines dans l'évolution des surfaces d'aplanissement, comme dans la percolation des eaux vers le karst hypogé.

B - Facteurs favorables, sites et types de Garrigues :

1- Facteurs relatifs au support carbonaté:

Nous aborderons la question de la localisation des dolines sous trois rubriques: la lithologie, la fracturation mécanique préalable de la roche, la position topographique.

a)- Influence de la lithologie:

Existe-t-il, dans l'espace languedocien et pré-pyrénéen, des "terrains à dolines"? Passablement impurs et victimes d'un débitage rapide, à cause des joints qui les hachent en tous sens, les marno-calcaires lités ne sont guère favorables. Certes, toute circulation sous-cutanée ou même souterraine, plus ou moins profonde, mais plus ou moins durable du fait de l'occurrence d'obstruction des circuits, n'y est pas inconnue, entraînant perte de matière et tassements. Mais la dépression fermée qui en résulte, en surface, est mal venue: son dessin en plan est souvent indé-

cis et ses flancs, semés de caillasses où la dissolution poursuit son oeuvre, manquent de netteté. Pourtant, pour peu que les bancs montrent quelque solidité, des formes assez bien caractérisées s'y développent. Des exemples s'en rencontrent dans les Grands Causses. Lorsque des pendages faibles se manifestent, apparaît le type de la doline dissymétrique de caractère structural. Ainsi, celles que l'on rencontre à l'Ouest de la route de Mende à Ste-Enimie, sur le Causse de Sauveterre (feuille de Séverac), dans les calcaires à chailles et à bancs bien marqués du Bajocien inférieur. Sur le Méjean, P. MARRES (1935) a, depuis longtemps, montré la tendance de ce type de "sotchs" à se disposer d'une manière étagée sur les versants à pendage contraire.

- Les calcaires dolomitiques du Dogger portent des dépressions fermées en Bas-Languedoc (cf. Causse de la Selle). Elles sont fort nombreuses dans les niveaux magnésiens du bassin caussenard, au point que P. MARRES (1935) qualifie ces horizons de "terrain à dolines". Citons les belles formes développées sur le Larzac, aux environs du Caylar, à parois ruiniformes et au fond partiellement rocheux. Au vrai, les dolines occupent là les creux les plus vastes du lapiés géant que nous avons décrit et l'association des deux formes de surface est remarquablement intime. Elle n'en pose pas moins un singulier problème: les roches dolomitiques étant moins solubles que les calcaires francs, d'un côté; tandis que, de l'autre, le modelé karstique des premières revêt une âpreté qu'atteignent rarement les seconds, dans l'étendue des Causses. Il est vrai que ce milieu est peu

propice à l'adoucissement des lignes du paysage par une couverture d'éléments fins: la terre rouge est ici peu abondante et mêlée de sables magnésiens et de petits éclats de dolomie. Ces derniers éléments détritiques dénoncent le rôle relativement discret du gel. J. TRICART (1951; 1955) a insisté, de façon très convaincante, sur la résistance que les calcaires dolomitiques opposent à cet agent d'érosion. Ce n'est pas qu'ils jouissent d'une immunité complète, mais la roche, si elle montre quelque sensibilité à la micro-gélifraction, du fait de sa porosité, n'est guère apte à la macro-gélifraction, parce que massive, ou séparée en bancs trop épais que divisent des joints trop rares. L'action antagoniste du gel ne produit donc que de médiocres effets et l'emprise de la dissolution paraît d'autant plus forte. En raison de la perméabilité en petit et du régime de nappe temporaire, proche de la surface, phénomènes fréquents en ce milieu lithologique sur lesquels nous devons revenir, l'inondation hivernale des "sotchs" n'est pas inconnue, ainsi que les phénomènes de suintement, accompagnés du pied de glace. D'où, sur les flancs de ces dolines, comme à la partie inférieure des quilles du lapiés géant, la fréquence d'une encoche basale, oeuvre conjointe de la dissolution et de la micro- gélifraction.

- Naturellement, les dolines sont à leur place dans les calcaires purs et assez puissants. On trouve ces faciès représentés, dans les Grands Causses, (compte tenu de passages latéraux fréquents aux types finement lités ou à la dolomie, selon les cas) pour les niveaux suivants: Bajocien inférieur (calcaires à chailles),

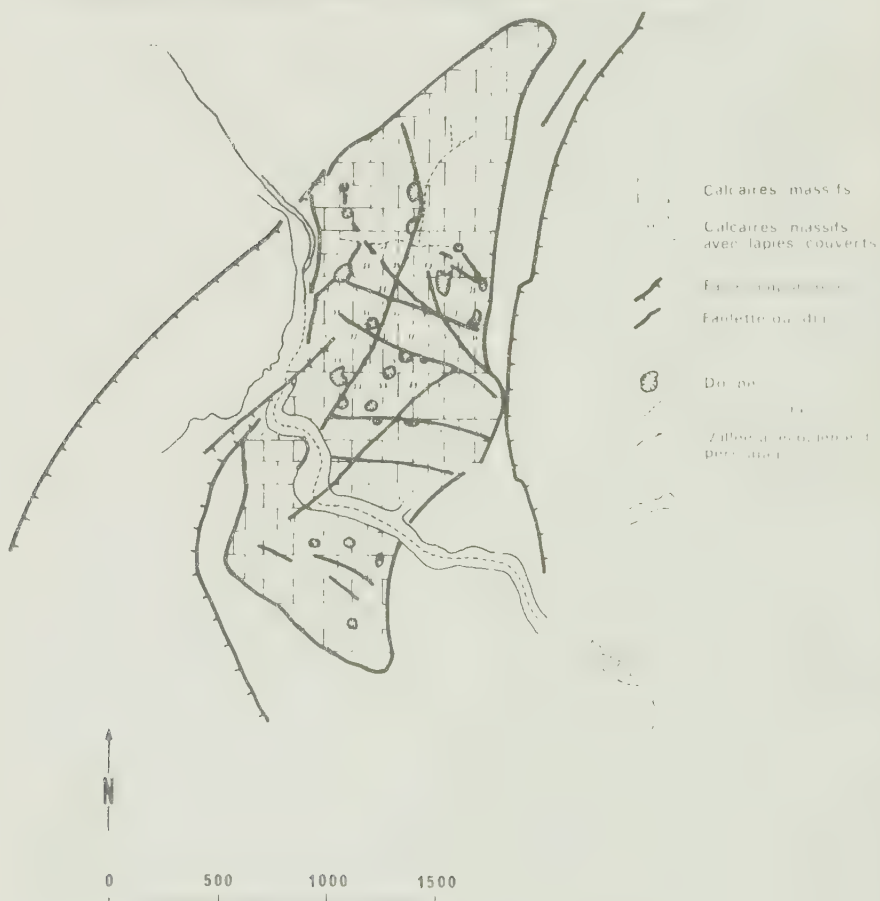
Bathonien inférieur (calcaires à polypiers ou sub-lithographiques), Callovien (calcaire cristallin compact), Rauracien (calcaire lithographique à gros bancs), Kimméridgien (calcaire lithographique), Portlandien (surtout à l'Est où apparaît le faciès tithonique). C'est encore le Jurassique supérieur et le Berriasien qui portent les dépressions fermées des bordures des synclinaux de Berrias et de St-Paul-le-Jeune en Ardèche méridionale et dans les hautes Garrigues sous-cévenoles et péri-caussenardes du Gard et de l'Hérault. Il faut y ajouter l'Urgonien de Lussan et de l'Uzègeois; l'Urgo-Aptien de la Clape et des Corbières. Les calcaires du Valanginien et de l'Hautérivien des pays montpelliérain et nîmois, l'Eocène du Minervois jouent un rôle très secondaire quant aux dépressions fermées qui nous occupent ici.

Au total, malgré quelques nuances dues aux milieux différents de sédimentation, la lithologie montre plus de similitudes que de dissemblances entre la montagne actuelle et les bas-plateaux sub-méditerranéens. Certains faciès comme la grande dolomie "grise" du Dogger, les calcaires cristallins de la base du Jurassique supérieur et, surtout, le Portlandien à faciès tithonique coralligène sont même partagés entre les Causses et le Bas-Languedoc. Les disparités constatées dans le développement des formes superficielles, d'une région à l'autre, ne s'expliquent donc pas par la nature des roches carbonatées.

b-Rôle du degré de fissuration du calcaire -
l'exemple du massif des Rochers :

Faut-il en rendre compte par leur fracturation ? Il est

LES ROCHERS (LE VIGAN - 7-8)
RÉPARTITION DES DOLINES EN FONCTION DES FRACTURES



certain que de nombreuses dolines doivent être mises en relation avec le réseau des faillettes et des diaclases et quelquefois avec les intersections de ces accidents mineurs (P.WEYDERT : 1967). Là encore, la photographie aérienne, partout où le karst est peu couvert, a permis des essais cartographiques tout à fait démonstratifs, notamment en Provence, (cf. J.NICOD, 1967, p.185). Nous proposons ici, un exemple languedocien, relevé dans le petit massif jurassique des Rochers (Portlandien tithonique et Séquan- Kimméridgien), sis dans la commune de Durfort et St-Martin-de-Sossenac, non loin de Sauve (feuilles du Vigan n^{os} 7-8, au 1/25 000^{ème}). Traversé par le canyon du Crespénou, d'ailleurs victime de pertes (Y.SON, 1972), son intérêt réside dans le fait qu'il ne porte que de rares traces, fort indécises, de vallons secs; donc qu'on peut partiellement éliminer, ici, l'hypothèse de dolines fondamentalement groupées sur les traces d'anciens écoulements qu'elles auraient contribué à désorganiser. Par contre, il apparaît, à proximité de failles importantes, tout balayé par des accidents cassants de moyenne grandeur sur lesquels s'alignent les dolines. Entre les mailles de ce réseau moyen, un nombre incalculable de petites fissures ont entraîné la formation d'un lapiés nu sur de larges espaces. Quelquefois tout à fait élémentaires, les dolines s'inscrivent en creux dans les "rascles". Or, il est remarquable que, points d'absorption relativement concentrés, par comparaison avec ceux, plus diffus des lapiés, les dolines aient exigé des drains relativement développés et les aient trouvés sur des cassures ouvertes d'importance

moyenne et écartées l'une de l'autre de 200 à 300 mètres. Une fracturation généralisée moins hiérarchisée n'eût certainement pas produit le même effet. J. NICOD (1967), pour sa part, estime que les calcaires excessivement tectonisés de l'espace méditerranéen sont, pour ce motif, moins aptes à la formation des dolines qu'à celle des lapiés. De ce point de vue, la comparaison entre le Bas-Languedoc et les Grands Causses s'avère significative. Toutefois, il ne s'agit que d'une cause de différenciation sous-régionale, parmi d'autres.

c)-L'influence de la position topographique :

Intervient, en effet, la position topographique. Dans les Causses (P. MARRES :1935; R. SCHWARZ :1973), ont été relevées les positions préférentielles: implantation dans les bassins "torrentiels"; disposition en chapelet, au long de vallées sèches désorganisées; installation dans les "cuvettes" et dans les cols, entre les "coupoles" que nous avons décrites, plus haut; fréquence et développement accrus aux lèvres des plateaux, à proximité de la corniche bordière, que celle-ci domine (de plusieurs centaines de mètres, comme l'on sait) le fond des canyons ou celui de ces dépressions périphériques irrégulières que sont les "vallons" péri-caussenards. Ce dernier ensemble de dolines montre toujours des profondeurs supérieures à celles qui parsèment l'intérieur de chacun des Causses. Au centre des plateaux, les dolines, par ailleurs, affirment avec plus ou moins de netteté, une tendance à s'ensevelir sous une couverture de terre de causse, mêlant: des cailloutis siliceux d'épandage

à faciès "sidérolithique", de la terra rossa argilo-sableuse et des éclats calcaires de gélifraction.

2- Facteurs relatifs à l'alimentation en eau :

Ces données portent, en elles-mêmes, leur leçon . Les sites et situations, ainsi que les caractéristiques énumérées font apparaître quatre facteurs:

a)-Concentration préalable des écoulements :

-La concentration des écoulements superficiels et sous-cutanés, même éphémères: bassins torrentiels, thalwegs des vallées sèches, "cuvettes", au sens de R.SCHWARZ .

b)-Un cadre méso ou micro-climatique humide -

La neige: les dolines à dissymétrie climatique:

La quantité accrue des précipitations dans un cadre micro-climatique favorable:c'est le cas des cols où, selon la remarque de P.MARRES (1935), les nuages tourbillonnent longuement et la neige, abondante, persiste.

De la neige ,actuelle ou pléistocène, on ne saurait négliger l'action, dans les Grands Causses (J.TRICART : 1955).

Piégée par les dolines et les recouvrant, elle a servi d'écran thermique, protégeant les bords rocheux de l'effritement par le gel, tandis que ses eaux de fonte, riches en CO_2 , accélèrent la dissolution du plancher et, par conséquent, son abaissement.

Balayée à la surface du plateau et accumulée en con-

gère, d'un seul côté de la doline (le côté sous le vent), elle y a permis la conservation d'une paroi abrupte et un approfondissement accéléré à son pied, tandis que le côté au vent, démeuré nu, évoluait en versant périglaciaire réglé et doux, sous mince couverture de gélifracts. D'où un type de doline dissymétrique qui ne doit rien à la structure, et, d'ailleurs, systématiquement orienté en fonction du vent dominant, le bord rocheux abrupt se trouvant au Nord, Nord-Ouest. Dans ce cas, il est inutile de souligner davantage l'importance acquise par l'agressivité des eaux de fonte nivales.

c)-L'appel du niveau de base karstique:

Troisième facteur: la rapidité de percolation des eaux absorbées, grâce à l'appel du niveau de base karstique proche et très déprimé, permettant que soit évitée leur saturation, au contact de la roche carbonatée: on a reconnu le cas des dolines avoisinant la corniche du Causse et perchées au-dessus des canyons et des "vallons".

d)-La terre de causse et l'effet de "pansement humide" :

Enfin, il faut tenir compte de la terra rossa, éparse sur les plateaux et recueillie au creux des dolines. "Pansement humide", à la filtration lente, sinon toujours corrosif, elle intervient dans leur évolution, d'autant qu'avant que la déforestation n'ait été entreprise, une végétation plus luxuriante qu'alentour a dû s'adapter là à un sol plus profond et plus frais.

On conçoit, néanmoins, que les modalités de l'évolution soient différentes suivant que, très abondante aux environs, la terra rossa ait enseveli littéralement la dépression fermée ou que, plus rare, elle n'en occupe que le fond; suivant, également, que, relativement perméable, elle en favorise l'approfondissement ou que, relativement imperméable elle la transforme (circonstance importante au cours du Quaternaire), en marais montagnard ou en laquet, étendant latéralement la dissolution.

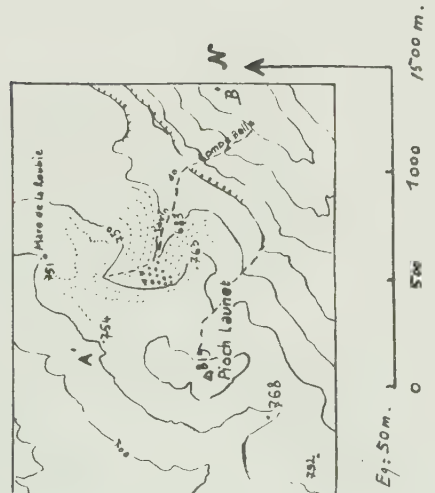
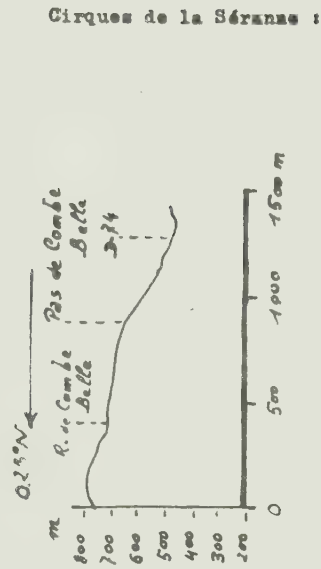
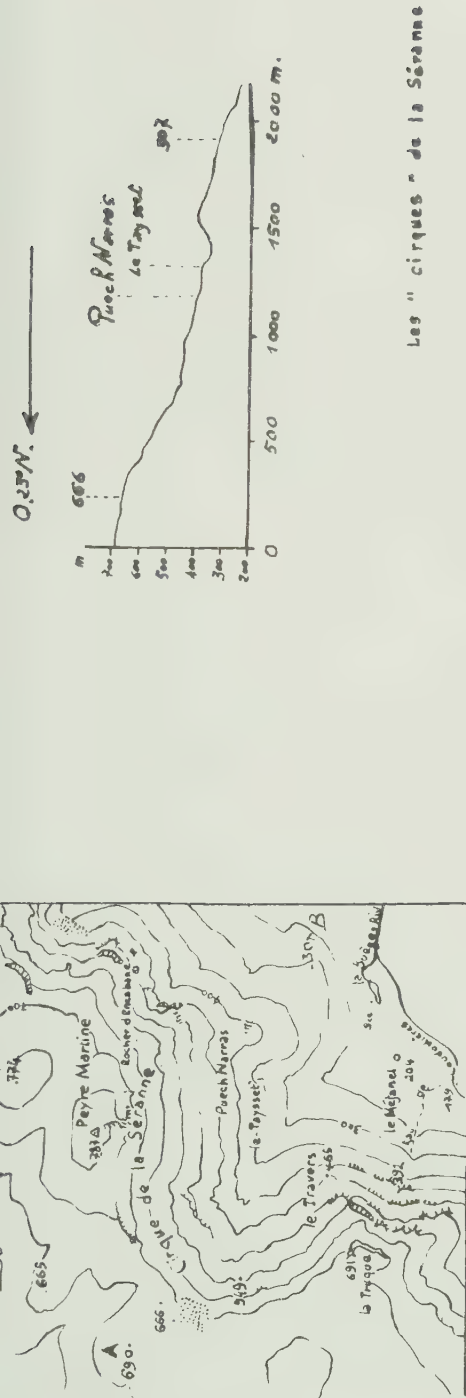
3)- Deux milieux languedociens inégalement favorables aux dolines :

Si l'on compare la situation du Bas-Languedoc méditerranéen à celle des Grands Causses quant aux facteurs favorables au développement des dolines, on constate que le rôle de la terre rouge y est aussi important, sinon plus; que bien des dépressions fermées qui ne se justifient pas, principalement, par leur localisation sur les mailles de réseaux de fractures, naissent dans les cirques amont et au long du cours des vallées sèches. Bien que ces dernières ne soient pas très fortement dessinées, des exemples faciles à repérer sont à signaler au lieudit Currens, non loin et à l'Est de St-Hippolyte-du-Fort, à proximité de la route D.133, et en terrain du Jurassique supérieur.

a)-Milieu favorable des hautes Garrigues:

Parmi les circonstances qui rapprochent les hautes Garrigues sous-cévenoles et du voisinage de la Séranne du milieu caussenard, il faut mentionner le rôle de la neige, moins celle

Fig. 62.



des hivers actuels qui y reste exceptionnelle que celle qui a régné à certaines époques du Quaternaire. La hauteur annuelle des pluies d'aujourd'hui (1116mm à Navacelles station de vallée profonde, réputée "sèche" -H.SALVAYRE,1969,p.41) toujours très supérieure à un mètre sur les massifs donne une idée de ce qu'ont été les précipitations solides du Pléistocène. S'il fallait, par ailleurs, attester le froid, nous rappellerions, en haut du grand versant de la Séranne, tournées vers l'Est- Sud-Est, l'existence de niches nivéo-karstiques "en fauteuil", points de départ d'abondants gélifracts disposés en éboulis fréquemment ordonnés, comparables à celles qui ornent la crête de la Ste-Victoire et les flancs du massif des calanques marseillaises.

En outre, ces mêmes Garrigues sous-cévenoles et péri-caussenardes, eu égard au mouvement général de bascule subi par le Bas-Languedoc au Néogène et au Quaternaire ancien, représentent la région amont, affectée d'une déformation positive. Dans le détail, les dolines s'établissent de préférence sur les horsts (ainsi le bloc précité des Rochers, perché par faille, au-dessus du pays crétacé de Sauve et de Durfort) ou sur les anticlinaux (Bois de Monnier, Bois de Sauzet; retombée Nord -orientale du plateau de Viols-le-Fort, au Sud-Est du Mas-de-Londres). Et, naturellement, là encore, elles bordent également les coupures d'érosion, notamment les profondes vallées, entaillées de plusieurs dizaines ou centaines de mètres, en réaction à ce diastrophisme récent.

b)-Milieu défavorable des basses Garrigues :

Ces avantages, les uns de nature climatique et paléoclimatique, les autres intéressant l'évolution morphogénétique sous les deux espèces, épirogénique et tectonique, d'une part, glyptogénique, de l'autre, ne jouent pas pareillement pour les bas plateaux.

L'indigence relative de la pluviosité actuelle dans les basses Garrigues méridionales et rhodaniennes, par comparaison avec les hautes, est bien connue comme pour les Corbières orientales. Elle porte sur les quantités d'eaux tombées et sur la répartition annuelle des chutes. A l'inverse, c'est dans ces secteurs que l'indice d'aridité s'avère le plus bas. Même si, à la lisière Nord de la Mer intérieure, notre région, dans son ensemble, subit une nuance humide du climat méditerranéen, les différences sectorielles pré-citées sont nettes. La dissolution est donc, aujourd'hui, moins active en ces bas plateaux que dans les domaines caussenard et sub-montagnard. C'est pourquoi, dans ces espaces peu favorables au ruissellement direct fréquent et prolongé, P.VERDEIL (1959) a insisté - et avec raison, selon l'avis de J.NICOD (1967) - sur le rôle initial de la végétation ponctuelle, et notamment, des arbres (action mécanique des racines, chimisme de leur nutrition, production d'humus) dans la genèse des creux accidentant nos plateaux et susceptibles d'évoluer en dolines.

Quant à ces bas plateaux, des nuances ont dû aussi intervenir dans le passé quaternaire: moins de neige dans les

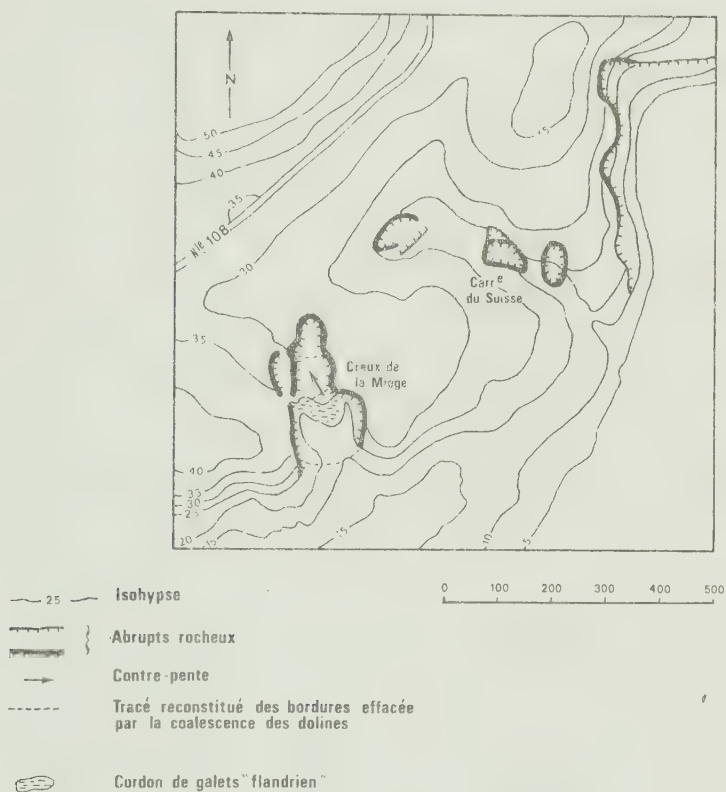
phases froides et humides, une efficacité plus grande du gel, dans les périodes, sans doute plus rigoureuses encore, mais plus sèches. Bref, un style particulier des climats périglaciaires sur lequel il nous faudra revenir dans l'avant dernier chapitre, plus favorable à la gélifraction qu'à la corrosion, comme l'ont déjà montré les lapiés.

A des remarques du même ordre qu'il applique à la Provence, J.NICOD (1967) ajoute l'influence d'une excessive fragmentation de la masse rocheuse, d'origine tectonique, moins propre au développement des dolines que des lapiés. Nous avons déjà utilisé cet argument, en comparant les Causses au Bas-Languedoc. Il nous semble moins décisif lorsqu'il s'agit d'établir un classement entre les divers secteurs du Bas-Languedoc, lui-même. Sans doute peut-on retenir le privilège au "complexe chevauchant" pyrénéo-provençal; il l'emporte de peu sur la zone sub-cévenole. Pour notre part, nous attachons au moins autant d'importance au mouvement de bascule vers le Golfe du Lion d'où résulte un plus faible perchement de la surface des massifs calcaires par rapport aux niveaux de base locaux de la circulation karstique. Cette dernière proposition semble d'autant plus valable que quelques exceptions significatives la confirment.

c)-Quelques exceptions qui confirment la règle:
Creux de Mièges, Grand Levat, Combe Redonde:

Ainsi, le battement saisonnier des nappes d'eaux souterraines d'origine continentale, équilibrées par la masse des eaux laguno-marines, justifie la formation de belles dolines

LE KARST SUPERFICIEL DU PIEDMONT S. E. DE LA GARDOLE
: LE CREUX DE LA MIÈGE



La carrière du Suisse exploitait les calcaires kimmeridgien et séquanien à partir de dolines en baquet formées dans une vallée sèche

dans la zone du piedmont de la Gardiole, proche du littoral. Là, quelques formes en baquet typiques avoisinent le "Creux de Mièges". Cette dépression ouverte (P.GEORGE, 1938; B.GEZE, 1938 ; P.DUBOIS, 1964), longue de 280 mètres, large de 30 à 100 mètres, profonde de 30, évoque, en première apparence, une petite reculée; de fait, elle se termine bien sur une sorte de "bout du monde"; mais, sur ses flancs, se superposent deux faciès du Jurassique supérieur; et, précisément, le plus massif apparaît dans la partie basse, surmonté par une roche plus faible et plus finement stratifiée- disposition inverse de celle d'une vraie reculée. Le creux de Mièges, aujourd'hui en pleine terre a été envahi par l'étang de Vic, lors de la transgression flandrienne; il s'en est séparé grâce à l'édification d'un cordon littoral, à son issue, où, remaniant des cailloutis géliractés, on note une contre-pente; on pourrait donc y voir une micro-calanque, ayant achevé son évolution par régularisation de la rive de l'étang. Mais les eaux qui l'envahissent actuellement, en hiver, sont celles d'un écoulement souterrain d'origine continentale. Non loin, à proximité des dolines en baquet précitées, est connue une véritable rivière souterraine, bien individualisée et dont la température, prise dans une grotte voisine serait de 14° C. D'autre part, deux étranglements séparent l'ensemble du Creux de Mièges, vu en plan, en trois dépressions coalescentes. Il s'agit donc, fondamentalement, d'un ouvala, lié à un écoulement souterrain concentré. Mais régressions et transgressions quaternaires ont pu contribuer à activer l'approfondissement des

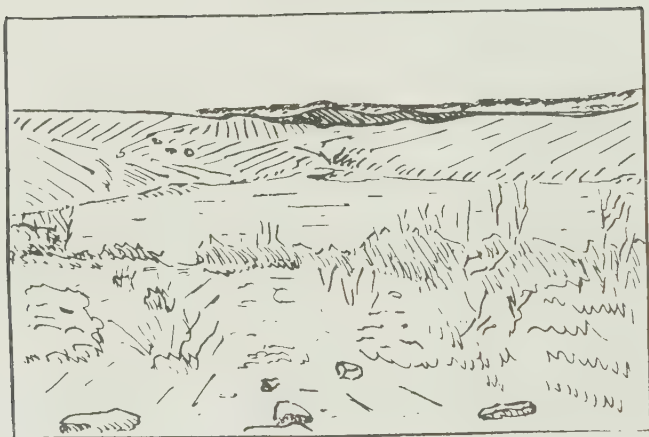
dolines primitives et à faire sauter les **cloisons intermédiaires**.

Dans une situation assez comparable, **le plateau de Roquefort**, dans les Corbières orientales, **porte deux vastes dolines** dont le plus grand diamètre avoisine **300 mètres** et, respectivement, creuses de 30 et 50 mètres: **ce sont le Grand Levat et la Combe Redonde** (feuille de Leucate, n° 1-2, au 1/25 000ème et P. BRUNET : 1959). Le Grand Levat **défonce les calcaires du Crétacé** et figure comme une fenêtre de **la nappe des Corbières**; son **fond est plus bas** que la tête du vallon voisin de la Combe des Buis et **coïncide à peu près** avec l'altitude où naissent, dans ce dernier thalweg, les écoulements temporaires les plus fréquents, ce qui semble impliquer une communication souterraine avec la dépression fermée, privée de tout drainage apparent. Au fond de la Combe Redonde, la molasse burdigalienne est demeurée piégée, ce qui situe fort haut, dans le temps, l'origine de cette figure d'érosion; mais, en contrebas, au niveau de la plaine du Rec-des-Bains, quatre grosses sources indiquent l'activité actuelle de ce karst.

C - Le problème de l'âge des dolines:

1)-Durée d'évolution et vitesse d'application des processus :

Ainsi, la localisation, avec ses composantes (lithologie, fissuration, appel à l'absorption des eaux à partir d'un site perché au-dessus des circulations actives d'un karst à niveau de base déprimé) permettent de rendre compte, non seulement de l'e-



Tranche de la route de la mer à la ville de Paris .

xistence, mais encore du degré d'évolution des dépressions fermées. Les dimensions acquises par les formes en cause sont le signe le plus sûr de ce degré d'évolution. Mais, comme pour les lapiés, la taille exprime seulement la résultante de l'action de deux facteurs difficiles à séparer: la durée, mais aussi, la vitesse d'application des processus. En d'autres termes, des dolines de diamètre et de profondeur comparables peuvent se réclamer d'une ancienneté très différente, compte-tenu des paramètres envisagés ci-dessus.

2)- Petites formes récentes et grandes formes anciennes:

Cependant, la plupart des dépressions fermées, du fait de leur médiocre développement, ne peuvent qu'être attribuées au Quaternaire et encore, récent. Elles contrastent, d'ailleurs, avec les grandes formes anciennes et datées. Ainsi, celles du karst superficiel de la bauxite (Mas Neuf, près de la Boissière, feuille de Montpellier- Voir: P.MARRES, 1954), équivalentes, par leurs dimensions, aux vastes et profondes dolines crétacées de Provence (J.NICOD:1967). Il en va de même de celles que la molasse fossilise (Trou des Chasseurs, sur le piedmont de la Gardiole, proche d'Issanka, feuille de Sète -M.GOTTIS :1957 ; Combe Redonde, déjà citée -P.BRUNET :1959). Avec un diamètre d'un ordre de grandeur comparable (500 à 600 mètres) et une profondeur à peine moins importante (40 mètres), mais, semble-t-il, colmaté seulement, à son plancher, par de la terre de causse mêlée d'éclats calcaires et d'humus, du reste bouleversée en surface par le labour, le Cros de l'Embrassasse, développé au sommet du

Bois de Paris dans le calcaire kimméridgien (feuille de Sommières), sans faire, pour autant, figure de forme jeune, doit être beaucoup moins ancien.

3)-Les dolines "estompées" sont-elles très anciennes ou infantiles ?

Une incertitude chronologique plus gênante pèse sur les dolines de formes très adoucies, aux limites imprécises, du fait du manteau de terra rossa, souvent remanié en dépôt de solifluction qui tend à les ensevelir. Dans les Grands Causses où elles sont fréquemment de bonne taille, J. TRICART (1955), les opposant aux dépressions à bord rocheux, constatant qu'il est très rare qu'un aven ou un gouffre s'ouvre dans leur plancher, que les eaux ne s'y infiltrent que très lentement, favorisant l'établissement de "lavognes" et autorisant, quelquefois, une inondation printanière de fonte des neiges, tous caractères évocateurs d'une médiocre activité fonctionnelle, les qualifie "d'estompées". Il leur reconnaît une origine reculée, pouvant, parfois remonter au Pliocène. Depuis, la gélifraction et la solifluction quaternaires auraient dénaturé leur talus périphérique. La présence de vastes ouvalas à proximité, sur le Sauveterre comme sur le Larzac, dont l'élaboration, par coalescence, a dû prendre du temps, semble corroborer l'impression d'ancienneté, laissée par ces formes de surface. Il n'est, certes pas question de discuter le rôle antagoniste joué par le système péri-glaciaire quant au développement harmonieux de ces formes karstiques. Mais nous voudrions rappeler que la terra rossa ne s'est

pas bornée à fournir la matrice fine des coulées soli-fluidales: rassemblée dans les creux, à la manière d'un pansement humide, elle a aidé à la corrosion. De la sorte, dans les Causses, quelquefois, et, plus fréquemment encore en Bas Languedoc méditerranéen où les formes effacées, également assez fréquentes, sont, par ailleurs, toujours de petite taille et dans l'environnement desquelles il ne se trouve aucun ouvala, on peut se demander si, plutôt qu'à de vieilles dolines "estompées", on n'a pas affaire à des types "infantiles", induits par l'amas de terra rossa remaniée, justement. Nous nous rallierions volontiers à cette hypothèse, émise par G.FABRE (1972, p.120) pour celles que l'on décompte à la surface aplanie du triangle: Camellié- Paysse-Méjeannes-le-Clap (feuille de Pont- St-Esprit). Peu anciennes, sans doute, ces dépressions n'en sont pas moins, aujourd'hui, partiellement figées. "Leur localisation, souvent à la tête des bassins d'alimentation des vallées sèches, n'interdit pas de penser que les paléo-écoulements de ces dernières sont intervenus dans leur évidement"(ibid.), lors des périodes de karstification quaternaires?

D- Les types génétiques représentés en Bas-Languedoc :

Quelques indications que ces réflexions suggèrent, il reste donc difficile de dater avec précision ces formes superficielles, d'autant qu'intervient encore la domination de tel ou tel processus, en fonction du type génétique.

1)- Cuvettes de corrosion à faible creux et sans bords nets:

Le type que nous venons d'évoquer est celui de la cuvette de corrosion, avec faible creux de tassement et sans bords très nets. Il est, en Bas-Languedoc méditerranéen, comme dans les Grands Causses, surtout représenté au centre de plateaux relativement massifs: Causse de la Selle, autrefois étudié par P.GEORGE (1938); Garrigues de Méjeannes-le-Clap, récemment décrites par G.FABRE (1972). Il est éventuellement favorisé par le manque de "tenue" des roches carbonatées impures et litées. Dans les calcaires purs et massifs, comme l'Urgonien de Méjeannes, nous avons vu le rôle morphologique de la "terre de causse", terra rossa incluant des éclats de gélifraction et plus ou moins mêlée d'humus. C'est la raison pour laquelle, à l'échelle du 1/50 000ème, de telles dolines, topographiquement indécises, n'apparaissent que planimétriquement, grâce aux champs qui y ont été aménagés- au vrai, aujourd'hui, le plus souvent des friches-isolés au milieu du saltus.

2)- Type en baquet, à corrosion latérale prédominante :

Le type en baquet où prédomine la corrosion latérale, du fait du ralentissement de l'attaque verticale, par colmatage semi- imperméable du fond et report de l'action des eaux agressives à la périphérie, requiert, le plus souvent, une roche de bonne "tenue", justifiant la rigueur du dessin des bordures. Ce type n'est qu'approximativement réalisé dans les calcaires dolomitiques aux parois âpres et au plancher partiellement rocheux

et chaotique. Il est parfait, dans l'exemple déjà cité des dépressions fermées avoisinant le Creux de Mièges, dessiné dans le Jurassique élevé. Il se rencontre, aussi, dans l'Urgonien de Méjeannes.

Mais, sur ce dernier plateau, comme le remarque G.FABRE (1972), la variété des formes défie les tentatives de classement trop rigoureuses: c'est, en effet, progressivement qu'apparaît, à côté du développement de la corrosion latérale, la tendance à la corrosion verticale qui s'installe, de plus en plus brutale sur les voûtes anticlinales et aux lèvres des canyons.

3)- Types à corrosion verticale prédominante : Dolines en entonnoir et puits d'effondrement :

a)-D'où les types en entonnoir, aux versants souvent réglés, dont le fond est généralement obstrué et dépourvu d'aven visible (le Planas et Vieille Morte, Ouest de Méjeannes-Clap) et qui sont signes de succion active.

b)-D'où, encore, les types évoluant vers les puits d'effondrement, à rebord rocheux, au fond desquels des avens apparaissent, témoignant des relations avec un karst souterrain à soutirage rapide. De tels avens sont visibles au plancher des dolines rocheuses, étroites et profondes de la moitié de leur diamètre, environ, qui accidentent la dépression de la ferme de la Cardonille (feuille de St-Martin-de-Londres) sorte de combe annulaire développée dans les assises immédia-

tement subordonnées au Tithonique, tapissée de terra rossa et semée "d'alluvions pauvres" quartzieuses, perchée d'une centaine de mètres au-dessus de l'actuelle vallée de l'Hérault, particulièrement en bordure du chemin de camionnage utilisé pour l'extraction de matériaux d'empierrement et branché sur la N.586.

4)-Rôle morphologique des dolines: dégradation de la surface des plateaux et concentration des eaux infiltrées-
problème de leurs relations avec les avens :

La variété des types de dolines ne saurait, toutefois, dissimuler la part généralement très médiocre qu'elles prennent à la dégradation des surfaces d'aplanissement développées en terrain calcaire et calcaréo-dolomitique, et cela, davantage encore dans le Bas-Languedoc méditerranéen qui en est pauvre que dans les Grands Causses où, plus nombreuses, elles demeurent, néanmoins et le plus souvent, de petite forme. . Suivant leur type génétique, le degré de solidarité qu'elles entretiennent avec le karst souterrain est inégal; naturellement plus faible dans le cas des formes de corrosion dont l'évolution reste à peu près exclusivement cantonnée dans le domaine superficiel ou sous-cutané, que dans celui des formes de succion et surtout d'effondrement.

Il ne paraît pas inutile, enfin, de remarquer que les types pré-cités passent, par transition à d'autres modèles de sculpture karstique superficielle.

Les dolines des terrains dolomitiques se rapprochent des poches des lapiés géants.

Les dolines d'effondrement marquent une évolution vers les gouffres. Dans une position identique par rapport au canyon, respectivement l'Hérault pour les unes, le Gardon pour l'autre, on peut dire qu'entre les dolines d'effondrement de la Cardonille et le Gouffre de Les Espéluques (feuille d'Anduze) il n'y a qu'une différence de degré dans l'évolution. L'association de ce type avec les avens est naturelle, comme il a été noté.

E- Les Avens :

Toutefois, il serait erroné de croire que la majorité des avens, littéralement innombrables, qui s'ouvrent sur nos plateaux plusieurs apparaissant chaque année, à la suite de périodes pluvieuses - sont liés aux seules dolines, du reste statistiquement moins fréquentes. Une brève revue des types d'avens, selon le classement adopté par G. FABRE (1972) en convaincra le lecteur.

1)-Variété cutanée :

Mention doit d'abord être faite de la variété cutanée: ce sont de simples puits de quelques mètres de profondeur, ne débouchant, apparemment, sur aucune circulation souterraine importante. Leur taille réduite et leur morphologie peu différenciée, tant sur les sommets (Mont Bouquet) que sur les surfaces d'aplanissement (Méjeannes) leur confère un caractère élémentaire et jeune. On a quelquefois songé, comme pour les grottes sub-super-

FAILLES ET AVENS DANS LE BASSIN DE GANGES



ficielles, à les rapporter aux phases froides du Quaternaire et, notamment à lier l'arrêt caractéristique de leur développement vertical à l'établissement d'un permafrost. Acceptons cette hypothèse, faute de mieux, encore qu'à notre avis, dans le monde méditerranéen, le pergélisol n'ait pu être qu'épisodique et discontinu.

2)- Type tectonique :

L'alignement des avens plus importants, au long des diaclases et des failles ouvertes, dans les zones de distension, définit le type tectonique. Il est de l'expérience courante du terrain, dans les Garrigues, ainsi que de celle qui résulte de la pratique de la photographie aérienne (la couverture de la "mission" correspondant à la feuille de St-Martin de-Londres: Bois de Bouis, Causse de Viols-le-Fort, est démonstrative de ce point de vue).

3)- Type d'effondrement :

D'autres groupements, moins géométriquement alignés, mais tout aussi nettement orientés, trahissent, à la surface, le tracé de rivières souterraines: ainsi, dans la Plaine des Seuilles (feuilles de St-Martin-de-Londres et de Montpellier), au-dessus du cours hypogé du Lirou (P.DUBOIS :1964). Il s'agit, ici, de types d'effondrement, la plupart, cette fois, sans relations avec des dolines, fort rares, en ce secteur. Ces avens fonctionnent en "cheminées d'équilibre" du réseau enfoui.

4)-Fonctions hydrologiques de certains avens: ponors,
estavelles :

C'est mettre l'accent sur les fonctions des avens quant à la circulation souterraine. De ce point de vue, l'on doit constater que les types absorbants (ponors) et les types absorbants -émissifs, au moins de fonctionnement occasionnel (estavelles), actuellement actifs, paraissent assez peu nombreux, même dans des secteurs aussi bien connus que le sont, aujourd'hui, les plateaux jurassiques du pays montpelliérain ou les Garrigues crétacées qui entourent Lussan et Uzès. Il existe quelques zones privilégiées, toutefois: nous aurons, ainsi, l'occasion de reprendre plus loin la question des "boulidou", particulièrement en domaine sub-littoral. Retenons, ici, comme exemple, le Creux du Drac (feuille de Lodève), résurgence temporaire liée à la rivière souterraine de Clamouse et écoulant vers le bassin de l'Hérault, des eaux caussenardes en provenance de la région de la Vacquerie. Sa position est très proche du contact du Mésozoïque et du Tertiaire du bassin d'Aniane; elle est assez conforme à celle que révèlent préférentiellement les cas observés par G.FABRE (1972, p.126) en pays de Lussan: là... "au contact Urgonien -formations non-karstiques"...ils autorisent les ..." derniers regards naturels sur le karst profond avant son ennoyage". La roche en place et les galets y portent les marques du passage des courants intermittents; éventuellement, le lit d'un émissaire se dessine. Les stigmates d'un écoulement aussi violent font généralement défaut dans le type très voisin

des avens d'extravasement, à l'oeuvre, mais quelques fois par siècle seulement, dans certains poljés.

Les signes morphologiques de la concentration des eaux de surface sont également visibles sur la roche des avens absorbants. Selon G.FABRE (op.cit.), ils sont d'autant plus nets que les volumes aqueux enfouis débouchent sur des écoulements souterrains actuellement très actifs, pérennes ou temporaires citant l'exemple de l'aven Grégoire, dans la commune de Tharax, près du canyon de la Cèze. On doit s'attendre à ce que ces cavités organisent le drainage de l'impluvium qui les environne, comme du reste, les dolines absorbantes (doline de Carquigneau, près de Clap, sur le plateau de Méjeannes, qui s'entoure de "multiples traces de rill érosion", op.cit., p.121).

Cependant, ces paysages "d'érosion accélérée" sont rarissimes. Certains sont fugaces, apparaissant en conséquence de pluies tout à fait exceptionnelles, comme celles des 30 et 31 Octobre 1963, s'abattant sur le plateau de Guilhaumard (Larzac) et donnant un écoulement superficiel épisodique partiellement organisé, aux environs de Combefère (feuille du Caylar) qui s'est précipité dans un aven profond de 25 mètres, habituellement réputé fossile. En fait, à peu près tous les avens de ce plateau synclinal seraient, alors, devenus temporairement absorbants, notamment l'un des plus importants, celui du Mas Raynal (H.SALVAYRE :1964). Mais, en temps ordinaire, la plupart des avens béent à la surface des massifs, comme étrangers à leur topographie. Sauf accident climatique tout à fait hors de la

norme, ils sont "fossiles, au sens des karstologues et il devient impossible de savoir quel rôle géologique ils ont joué dans le passé, même quaternaire.

C'est assez dire que ces avens sont liés à l'évolution du karst souterrain et que nous y attarder davantage nous éloigne des dolines auxquelles certains d'entre-eux nous sont apparus associés. Revenons un instant, cependant, à ces dépressions fermées pour noter que, parmi elles, celles qui montrent des formes effacées, sans dessins nets de leurs bordures et que noie la terra rossa évoquent le cas de certains poljés élémentaires, comme J. TRICART (1955, p.197) le remarquait à propos de celui de Lanuéjols, sur la Causse Noir.

Les Poljés :

Le problème des poljés languedociens:

Nous avons, en effet, avancé à plusieurs reprises le terme de poljé comme allant de soi, sans soumettre l'application que nous en faisons à une critique, pourtant nécessaire. Le moment en est venu. Les formes que nous avons ainsi qualifiées sont généralement de taille médiocre (quelques centaines de mètres de largeur et de longueur, cette dernière dépassant occasionnellement le kilomètre, n'atteignant plusieurs kilomètres que dans des cas peu nombreux); leur encaissement, également faible, est de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Rien de comparable à l'ampleur et à la netteté des poljés dinariques, helléniques ou apennins; proches, par contre, des types provençaux.

a)-Critères topographique et agricole, critère morphologique :

Certes, ces formes répondent à la définition topographique et agricole du poljé : ce sont les "plaines" des Causses, des Garrigues et des Corbières, terres de culture (ou du moins de friches), en contraste avec le saltus. Le problème est de savoir si elles satisfont, pareillement, aux critères de la définition morphologique du poljé : tectoniques, hydrologiques et génétiques. Peut-on, parmi elles distinguer plusieurs types ? leur assigner un âge géologique ?

b)-Plan d'étude proposé :

Par ailleurs, n'y a-t-il pas des degrés de perfection à prendre en considération, par référence à l'ensemble des critères théoriques pré-cités ? En d'autres termes, parmi les "plaines" qui adoucissent l'âpreté de nos plateaux calcaires, certaines ne sont-elles pas de vrais "poljés", et d'autres simplement des dépressions "apparentées" aux poljés, sans qu'on puisse, pour autant, les confondre avec de grandes dolines ou des ouvalas ? C'est à partir de cette dernière interrogation que nous aborderons le problème : décrivant, d'abord, dans l'espace cartographié, les poljés les moins contestables, nous en définirons les caractères généraux ; nous verrons ensuite des poljés moins parfaits et marquerons la faible diversification de leurs types ; nous examinerons, enfin, le rôle morphologique du poljé dans l'évolution de nos massifs karstiques.

A- Quelques exemples bien caractérisés :

Les poljés les moins incontestables, dans l'étendue étudiée, et mis à part le plateau du pays de Sault, bien connu depuis le travail de P. BIROT (1937) et sur lequel nous ne reviendrons pas, se situent aux confins Sud-orientaux du Larzac et de ses Causses annexes: il s'agit des dépressions du Coulet, de St-Maurice-la-Clastre et de la "plaine" de Rogues.

1)- Les poljés de St-Maurice-la-Clastre et de Rogues:

a)-Eléments de diagnose: critère topographique banal:

Le poljé de St-Maurice (P. MARRES, 1935 ; E. COULET : 1962, 1969; H. ENJALBERT : 1968; M. CADILLON : 1970 ; P. FENELON et alt., 1973) est le plus vaste : 700 à 1 500 mètres de large sur 6 à 9 kilomètres de long. L'imprécision, concernant la plus grande dimension ne doit pas surprendre; elle témoigne de l'hésitation que l'on peut concevoir sur la terminaison septentrionale de cette entité; en effet, le poljé paraît, au Nord de St-Maurice, se prolonger par des replats, d'altitude égale ou à peine inférieure à 600 mètres, disposés sur les deux bords du canyon de la Vis (par conséquent, antérieurs au creusement de ce dernier) et s'ouvrant, sans solution de continuité notable, sur le poljé de Rogues, dans l'Est du Causse de Blandas. Toutefois, la "plaine" de Rogues (altitude 570-580 mètres), d'une géométrie parfaite au Nord de ce village, est, au Sud, plus ou moins séparée de la gorge de la Vis par un espace d'altitude comparable, mais nettement diversifié par le modelé "en creux" de dolines

et vallées sèches. Quant à la dépression de St-Maurice à la Vacquerie, elle est, à y regarder de plus près, divisée en deux cuvettes, séparées par un seuil rocheux, à peine voilé d'une couverture édaphique sans épaisseur et d'une altitude relative d'une dizaine de mètres, à la hauteur du hameau des Besses; la plus septentrionale ou cuvette de St-Maurice au sens strict, d'une altitude de 562 mètres, attire quelques vallées, aujourd'hui privées d'écoulements réguliers, concentre des formations superficielles qui en assurent la planité, mais montre des bordures de tracé lobé qui pourraient évoquer un ouvala; c'est à la plus méridionale, étroite et allongée, également pourvue d'un plancher d'apports détritiques étalés horizontalement, mais aux bordures nettes et relativement rigides, qu'on réserve souvent l'appellation de poljé. Elle se tient à 100 mètres d'altitude. Ainsi, clairement séparées, ces deux dépressions sont, encore, creusées, chacune, en contre-bas des lèvres des canyons qui les enserrent. Un seuil sépare le poljé méridional de la reculée lodévoise de St-Etienne-de-Gourgas; un autre s'interpose au Nord-Ouest de St-Maurice-la-Clastre, entre la cuvette de même nom et le canyon de la Vis. Quant à l'encaissement, par rapport aux lisières latérales, il est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres pour l'occidentale, de 150 à 200 mètres pour l'orientale.

b)-Critères structuraux et tectoniques :

L'ensemble des dépressions de Rogues et St-Maurice est donc bien en accord avec la définition topographique du poljé. Entre les étendues appartenant au Jurassique supérieur terminal (Portlandien) qui couvre la Séranne et le Bois de Montmal, d'une part, et les affleurements d'âge comparable qui s'étendent largement sur le Centre-Est du Larzac et sur ses Causses satellites, de la Couvertorade à Blandas et à Soula, et La Vernède, l'apparition du Kimméridgien à St-Maurice et même du Rauracien à Rogues, définit une position, en quelque sorte anticlinale, avec inversion du relief. L'on sait (chapitre I) que le pouvoir d'absorption de la masse calcaréo-dolomitique n'en est pas affaibli, pour autant, puisque les conditions paléogéographiques du dépôt, dans les mers jurassiques, ont multiplié les lacunes et provoqué l'amincissement des couches imperméables, notamment au niveau du Lias supérieur, comme il apparaît clairement sur la corniche du Causse dominant le Lodévois. Aucun obstacle sérieux ne s'oppose donc à l'enfouissement des eaux. Aussi les failles sont-elles drainantes et non "barrières" et dirigent-elles des circulations aqueuses sur grandes distances. On ne s'étonnera pas d'ailleurs du nombre et de l'importance des dislocations, s'agissant d'un secteur d'épirogenèses fréquentes dans le passé géologique, affecté par des accidents d'orientation "cévenole" ayant probablement joué à l'Oligocène élevé et intéressé par les mouvements néogènes et, sans doute, du Villafranchien ancien. Les dénivellations par failles sont, du reste,

beaucoup plus importantes que les faibles pendages déterminés par les très médiocres ondulations des couches auxquelles il a été fait allusion. Cette exaltation récente du relief, en contraste brutal avec les bas niveaux de base locaux, définis par les "vallons" de la Lergue et de l'Arre (au sens péri-causse-nard de ce terme) et par le canyon de la Vis, a facilité la circulation souterraine. La forme et l'orientation du poljé de Rogues (à peu près méridienne) et celles du poljé de St-Maurice (Nord 130° Est) sont, évidemment, à mettre en rapport avec les accidents majeurs sis à l'Est immédiat de ces dépressions, soit, respectivement: la faille de Rogues et celle qui s'aligne du Mas des Huttes à la Vacquerie. Ces dépressions causse-nardes satisfont donc, en gros, aux critères structuraux et tectoniques classiques.

c) Les bordures: embayments et cônes -évolution vers le poljé d'érosion :

Toutefois, le dernier accident cité ne borde pas directement le poljé de St-Maurice, au contraire de ce qui se passe dans le cas du poljé de Rogues. Il passe quelques centaines de mètres à l'Est de sa bordure rocheuse. Par ailleurs, il converge avec d'autres cassures qui font des environs de la Vacquerie, un véritable noeud tectonique. On doit à l'une d'elle, transversale, l'étranglement du poljé, au Sud de la Jasse ruinée de Canaguier. Il ne peut donc être défini comme un simple horst affecté par l'inversion du relief, mais constitue une zone largement affaiblie par les cassures, propice à l'érosion, notamment karstique.

Bien que la photographie aérienne révèle de nombreuses figures brisantes (dont certaines ne sont que des diaclases), en plus grande quantité que la cartographie géologique, même récente, ne les a retenues (H. FALOC: 1964, 1972), on se gardera de leur attribuer toutes les complications des bordures du poljé de St-Maurice: celui-ci a servi d'aire de confluence à une douzaine de vallons qui provoquent autant "d'embayments". A ces formes d'érosion, il faut ajouter, au débouché des organismes en cause, aujourd'hui parcourus par des écoulements très temporaires, des cônes caractéristiques surtout de la lisière orientale, la plus élevée, bien mis en évidence sur un croquis de H. ENJALBERT (1968, p. 310). Les cônes montrent en surface une couverture détritique dont l'épaisseur n'excède guère un mètre sur le sous-bassement rocheux qui paraît modelé en Rock-fans. Les matériaux qui couvrent ces cônes, notamment les cailloutis calcaires de gélifraction, peuvent être, en particulier à l'occasion des labours et vers le centre de la dépression, mélangés à une formation superficielle rutilante, plus ancienne; mais, fondamentalement, ils la recouvrent.

d)-Les formations superficielles recueillies sur le plancher: un type de fluvio-poljé.

C'est à partir de cette formation qu'on peut caractériser les critères édaphiques (et donc agricoles) qui concourent à la définition du poljé. Faute de coupes profondes, assez nombreuses et, d'ailleurs, d'une épaisseur notable et constante, on ne peut, généralement, l'observer qu'affectée par le bouleverse-

ment superficiel des labours et, au-dessous marquée par l'action de pédogenèses successives. De ce point de vue, son étude a été récemment entreprise par M. CADILLON (1970). Cet auteur a mis en évidence un "équilibre" pédogénétique actuel ou sub-actuel qui revêt les deux aspects suivants: "brunification" et "recalcification". La brunification résulte moins de l'incorporation renouvelée d'humus qui se montre en quantité très variable, d'un lieu à l'autre et suivant l'intervention de l'Homme, en particulier, que par "réhydratation des oxydes de fer" (op. cit. p. 118), à l'occasion de l'inondation des points bas par forts orages. La recalcification concerne surtout: 1) les horizons supérieurs du sol, grâce à l'adjonction des gélifracsts en provenance des bordures; 2) les horizons inférieurs en contact avec le plancher calcaire ou calcaréo-magnésien. La proportion relativement forte de débris de roches carbonatées peu corrodées a pour corollaire le pourcentage médiocrement élevé du calcaire actif dans la couverture du poljé. Ajoutons des possibilités de lessivage de la partie haute des profils, résultant du soutirage par le karst.

Ces transformations actuelles ou sub-actuelles s'exercent aux dépens de paléosols, plus vieux, dont on verra qu'il est possible de les situer dans un Quaternaire ancien. M. CADILLON en décrit deux, légèrement différents. Le premier est observable dans la partie Sud du poljé, au long de la D. 25, vers la cote 600: il doit être défini comme un sol méditerranéen "ferralsitique à faible réserve calcique". Un second, relevé

dans une carrière proche de St-Maurice, dans la cuvette septentrionale, diffère du premier par l'importance du lessivage subi et par sa réaction acide ("ultisoil" de la classification américaine). De puissance variable, ces sols laissent voir, ça et là, le plancher rocheux; lorsqu'on peut l'observer, il apparaît assez mal aplani, affecté de bosses "en tas de foin" et d'entonnoirs (H. ENJALBERT : 1968). Sur le seuil séparant les deux cuvettes du poljé, existe une mince couverture de sol dolomitique (M. CADILLON : 1970).

Dans le détail, cette formation permet d'isoler, emballés dans une matrice orangée, tirant davantage sur le rouge vers les horizons moyens et plus jaunâtre dans les horizons inférieurs, matrice argilo-limono-sableuse, des quartzites et des quartz émoussés; mais les éléments les plus originaux sont des micas et des amas de goethite. Les micas, en partie méconnaissables par altération, proviennent de micaschistes, associés aux quartz filonien, dont la disposition feuilletée, fût-elle réduite à l'état de "fantôme", se reconnaît malgré le mauvais état de la roche, à la base du profil de la carrière de St-Maurice. La goethite se présente en pisolithes, en concrétions centimétriques et en galets, pouvant atteindre 7 centimètres. Ces galets sont originaux à cause de leurs inclusions de quartz anguleux et de la présence de canalicules alignés et comme stratifiés recouverts d'un enduit hématitique. M. CADILLON (op.cit., p.110) les assimile à un alios de nappe, évidemment démantelé et plus ancien que le dépôt où on les observe aujourd'hui. Ces débris,

comme les minéraux lourds de la fraction fine (tourmaline, sphène, plaquettes de biotite à quoi se joignent des lentilles d'hématite et de la calcite) indiquent, pour l'essentiel, une provenance à rechercher dans le socle du Massif Central. Quant aux argiles, elles consistent en kaolinite, majoritairement; en illite, secondairement; avec des traces de montmorillonite.

Cette analyse, due à M. CADILLON (op.cit.), appelle les remarques suivantes:

-Les paléosoils décrits se sont développés sur une formation allochtone, en provenance du socle, elle-même sans doute déjà altérée pédologiquement, en ambiance chaude, avant sa mobilisation, comme en témoignent la pourriture des micaschistes, l'aspect carié de certains quartz et quartzites et l'abondance de la kaolinite. Cette formation est absolument distincte du vieux sidérolithique dont elle diffère par quelques détails minéralogiques: conservation des micas et structure des concrétions de goethite. En outre, le sidérolithique paraît avoir été transporté par des courants Est-Ouest, à une époque où les failles méridiennes ne faisaient pas obstacle; au contraire, la formation de St-Maurice est adaptée au relief créé par les failles et s'est mise en place suivant une direction méridienne: M. CADILLON l'a retrouvée dans le poljé de Rogues et sur le Causse de Blandas, aux environs de la Rigalderie (feuille de Nant, voir op.cit.addendum, p.131).

-La formation de St-Maurice se situe en contre-bas, par rapport aux gisements de sidérolithique voisins. Et dans

ces diverses alluvions pauvres, le calibrage des quartz est d'autant moins bon que le dépôt s'est fait plus bas, donc plus tardivement. Mais le sens du déplacement ne peut faire de doute: les galets ("albarons") sont plus nombreux et de plus fort diamètre dans le poljé de Rogues qu'à St-Maurice; ils sont de petite taille et deviennent plus rares vers la Vacquerie. L'évolution pré-citée du calibrage, leur étalement, la tendance à l'épuisement de leur stock vers le Sud leur confèrent les caractères d'un dépôt de moins en moins fluviatile et de plus en plus assimilable à un épandage, au fur et à mesure que le temps passe. Postérieurs aux rejeux des failles, antérieurs aux incisions du "vallon" de l'Arre et du canyon de la Vis, comme du défoncement de la reculée de St-Etienne-de-Gourgas, dénonçant de surcroît, une crise tectonique, ils ne peuvent guère être que pontiens ou villafranchiens. En raison du caractère assez tardif de la gorge de la Vis (J. CORBEL : 1954), des similitudes de faciès avec ceux du Bas-Languedoc, de la relative conservation de minéraux fragiles comme les micas, nous accepterions volontiers une attribution au Villafranchien inférieur, proche de celle qu'indique, d'ailleurs, la feuille géologique au 1/ 80 000ème de St-Affrique, 3ème édition.

-Divers auteurs ont envisagé un renversement tardif du sens du drainage, du Sud vers le Nord, en direction de la Vis en train d'enfoncer son cours dans la masse calcaire. Il est vrai qu'aux lèvres du canyon de cette dernière rivière, la formation de St-Maurice a été nettoyée, bien que des traces puis-

à Grosse (-14 mètres) et du Mas de Jourdes (-16 mètres); tandis que la fluorescéine a prouvé que les eaux perdues aux environs du même village de la Vacquerie gagnent l'Hérault, par la rivière souterraine de la Clamouse. La porte de la route de Rogues et l'aven du même nom (-256 mètres); l'orientation des circulations souterraines issues de ce poljé (Event de la Magnanerie et exurgence de la Tuilière) témoignent d'une évolution aussi poussée. Les caractères d'une hydrologie de poljé sont donc bien réunis.

f)-Une évolution polygénique :

Du reste, amorcé grâce à un épandage remontant au moins au Villafranchien ancien et adapté aux inégalités d'une topographie créées par des dislocations antérieures; ayant, ultérieurement enregistré une pédogenèse de type "méditerranéen" qui suppose et une longue durée, et d'amples périodes de climat sans rigueur; marqué enfin, et particulièrement sur ses bordures, par le froid et la neige du Quaternaire récent, la dépression de St-Maurice, comme celle de Rogues, possèdent, du poljé typique (poljé partiellement tectonique et fluvio-poljé), la longue évolution polygénique. On peut envisager, suivant le schéma général résumé par J. NICOD (1972): digestion des matériaux de couverture et évolution "latérale" dans les périodes chaudes suffisamment arrosées; approfondissement pendant les périodes humides, principalement au début des oscillations froides; tendance au comblement par les gélifracts dans l'ambiance rigoureuse et sèche qui caractérise souvent la fin des mêmes périodes.

des froides. Toutefois, le principe de son développement semble avoir surtout résidé dans la percolation des eaux superficielles (même dans l'hypothèse d'épisodes lacustres d'engorgement), plutôt que dans le battement des eaux souterraines s'extravasant éventuellement à la surface. P. BIROT (1966) en a donné une raison, s'appliquant à la totalité des grands Causses et, plus généralement à ce type de bassin sédimentaire affecté par une épirogenèse majeure; dans le cas particulier du Larzac, le mouvement d'ensemble trop ample a trop rapidement porté ce Causse en altitude, de sorte qu'il s'est trouvé, en peu de temps, perché à 300/400 mètres, au-dessus des niveaux de base locaux de l'Arre, la Vis, l'Hérault et la Lergue, creusant canyons et vallons; si bien que l'extravasement y requiert, désormais, des conditions spéciales, liées aux propriétés de la dolomie et qui ne s'y rencontrent plus qu'assez exceptionnellement. En conséquence, tant pour cette raison qu'à cause du climat actuel où la neige compte moins que les pluies de saison froide et les sévères périodes de sécheresse, les poljés de St-Maurice et de Rogues, paraissent, aujourd'hui, peu actifs.

2)- L'exemple à peine différent de la Bergerie du Coulet:

A bien des égards comparable est la dépression fermée de la bergerie du Coulet, située à 2,5 kilomètres plus à l'Est, développée dans le Kimméridgien dolomitique, en position anticlinale, au pied de la Séranne dont elle est séparée par une faille issue du "noeud" de la Vacquerie. L'encadrement montagneux est, ici, plus sévère (rarement moins de 100 mètres, pour les

bordures proches, et souvent davantage) et plus rigide (les vallons affluents latéraux sont moins nombreux que dans le cas de St-Maurice et le plus important est, du reste, situé à l'Ouest). Le poljé proprement dit (longueur : 1 400 mètres, largeur : 500 à 800 mètres) s'inscrit dans une longue dépression (près de 10 kilomètres) orientée Nord 155° Est, qui prend naissance près du dolmen et de la mare de Ferrussac, pour se prolonger, en direction de Natges et au-delà. Les influences tectoniques prédominent au Sud-Ouest où le plancher est rocheux. Dans la partie centrale, s'est conservée une couverture de terra rossa et de petits galets de quartz roulés d'un diamètre inférieur au centimètre. Au Nord-Est, au-delà d'un seuil très indécis, la dépression se prolonge par un long thalweg rectiligne de ligne de faille, sans écoulement habituel mais colmaté d'alluvions vers Natges et conquis par un "vallat" en forte pente qui le raccorde à la Vis. Outre des sols dolomitiques au Sud de la bergerie Bosgros, le poljé montre, superficiellement remanié par le labour, vers la bergerie du Coulet, un sol fersiallitique profond à réserve calcique et, sans doute, évolué: donc ancien. Il semble s'être développé, non aux dépens d'un matériel micaschisteux, mais bien du sidérolithique (actuellement additionné d'éclats locaux de gélifraction très ultérieurs) dont un placage est conservé, à quelques kilomètres, sur le chemin de St-Maurice-la-Clastre à la Ranque. Cette formation, plus ancienne que l'épandage à micaschistes, piégée par la dépression en inversion de relief d'origine tectonique, contient des quartz roulés assez bien calibrés mais

peu de pisolithes de goethite, également émoussés et de structure différente des concrétions étudiées dans le cas précédent. La kaolinite est très majoritaire dans la matrice argilo-sableuse. La provenance évidemment septentrionale de ce matériau et l'orientation actuelle de la vallée de Natges contraignent à invoquer un renversement du drainage. Mais il semble que le poljé ait connu un léger surcreusement par la corrosion, depuis que l'activité de la vallée exutoire a cessé. Un ponor, situé près de la bordure orientale est occasionnellement actif, comme l'a démontré, entre autres, l'inondation de 1907 qui a provoqué une submersion de 5 mètres au point le plus creux. Une nappe d'eau de 2 mètres, après des pluies un peu exceptionnelles est, ici, un phénomène qui ne surprend pas. La vidange est rapide, par l'aven oriental. C'est pourquoi l'inondation temporaire, bien que répétée, n'a pas entraîné une esquisse de morphologie lacustre, au contraire de ce qui se passe aux Rives. Le caractère de fluvio-poljé, le rôle de la terre rouge et celui de la circulation souterraine sont donc incontestables. Toutefois, la brève durée de la nappe d'inondation temporaire par engorgement signale clairement que le poljé du Coulet où les influences tectoniques sont restées prédominantes, appartient encore à ce secteur haut perché au-dessus du niveau de base local.

B- Le phénomène de l'inondation temporaire :

Ce perchement, pour n'être pas partout aussi marqué, reste un phénomène général, non seulement pour l'ensemble des Grands Causses, mais encore pour les Corbières, les Garrigues

et les Gras. Il résulte, on l'a noté, de l'incision plio-quaternaire des thalwegs dont on verra, dans le chapitre suivant, les causes à la fois diastrophiques et climatiques. Dans ces conditions, l'on peut se demander si nos poljés fonctionnent bien, selon les termes de P.BIROT (1966) comme "interrompant la continuité du vase karstique" ou s'ils se bornent à pourvoir la circulation souterraine en guidant vers elle l'apport quasi-direct d'eaux météoriques et de ruissellement rassemblées sur un très proche impluvium. Bien que toujours quelque peu exceptionnel, le phénomène de l'inondation temporaire, observable dans les creux des topographies karstiques, permet de répondre à cette question. Il a été étudié sur le Larzac par H.SALVAYRE (1963,1964,1969,1970) et relève, selon les cas, de l'un des deux types classiques, engorgement ou extravasement, plus rarement de leur combinaison. La coexistence des deux processus, sur le même Causse où prédominent les calcaires dolomitiques semble écarter le critère lithologique en tant que principe de différenciation. En réalité, la diaclasation de la roche et l'exploitation des cassures par la dissolution paraissent compter davantage.

1)-Par extravasement :

En cas d'extravasement, le ponor est toujours visible; lors de la crue, l'émission des eaux se fait sans violence; elles proviennent du débordement du vase karstique où le phénomène de mise en charge se développe d'autant mieux qu'aux issues périphériques du massif perméable, le calibre des **exsurgen-**

ces n'autorise pas une progression des débits d'un rythme comparable à celui de l'alimentation croissant vertigineusement du fait des fortes pluies de style méditerranéen, à grande intensité horaire; malgré ces précipitations les eaux d'inondation, dans cette phase de montée, demeurent claires, comme les réserves souterraines dont elles sont issues; leurs caractéristiques (charge dissoute, pH, température, résistivité) sont, également celles des eaux hypogées. Ces réserves justifient la lenteur de la décrue; lors de celle-ci, le courant de vidange s'oriente avec plus ou moins de vigueur, vers l'aven qui sert, désormais, d'exutoire.

2)-Par engorgement :

L'inondation par engorgement est le fait de bouchons argilo-sableux -sans oublier les débris végétaux entraînés par la crue - qui obstruent les issues souterraines, souvent masquées et rarement pénétrables. Ces issues deviennent, alors, incapables d'évacuer les apports d'eaux météoriques, concentrées par un vélocé ruissellement sauvage, tendant, du reste, à s'organiser en rivières éphémères. Le volume des eaux ruisselées, calculé par H.SALVAYRE, particulièrement pour la période des précipitations de fin Octobre- début Novembre 1963, est supérieur à celui qu'on peut attribuer aux lacs temporaires du Larzac ce qui fait la part des pertes par évaporation et par infiltration. Ces dernières ne sont pas telles que les réseaux souterrains subordonnés à ces nappes d'eau en soient entièrement remplis, à la différence des cas d'extravasement. La mise en charge

y demeure modeste et les crues qui en dérivent, aux issues du karst, n'ont rien d'exceptionnel; en outre, la chute des débits s'avère rapide. Par ailleurs, les nappes épigées, nées du ruissellement, montrent une grande abondance de troubles; leurs caractéristiques (charge dissoute, pH, température, résistivité) sont peu éloignées de celles des eaux superficielles: citernes ou lavognes.

3)-L'engorgement, processus dominant:

En raison de ces éléments de diagnose, on doit exclure l'extravasement comme processus dominant, lors même qu'on peut noter des suitements sortant des "canaules" de lapiés-apport tout à fait secondaire. En effet, sur huit cas examinés tant en ce qui concerne l'axe du synclinal dissymétrique de Guilhaumard, dans la dolomie bathonienne, que pour le compartiment tectonique des environs de Cornus où le Bajocien calcaire vient buter, en se redressant, contre la faille de la Pezade, et à quoi il faut ajouter l'exemple déjà connu du poljé du Coulet, deux, seulement, (les Condamines et la dépression des Ménudes -Aven de Migayrou et la Gruelle) montrent un processus principal d'extravasement. Les autres: Servières, Rives ou les Aygas, Combefère, la Bastide-des-Fons, la Salvetat, Caussanuéjous, le Coulet sont dus aux phénomènes de ruissellement et d'engorgement. A noter que le plus important de ces lacs, celui des Rives dont nous avons décrit ci-dessus les lapiés ruiniformes géants, atteignent les dimensions suivantes: longueur: 1250 mètres; largeur :400 mètres; profondeur:5 à 3 mètres;

soit un volume de 2 500 000 mètres cubes, le 1er Novembre 1963. C'est aussi celui qui fait les apparitions les plus fréquentes et qui se montre le plus durable, lors même que les autres ne se manifestent pas. Il est signalé en 1933 (durée 3 ans); 1953 (durée 6 mois); 1963 (durée un an grâce à un relèvement de son niveau par des précipitations du cinquième mois). La plupart des "lacs temporaires" du Larzac, plus rarement en eau, ne "tiennent" que quelques jours à quelques semaines.

4)- Le rôle morphologique de ces phénomènes d'inondation:

L'action morphologique de ces phénomènes est évidente: "érosion accélérée" par les flux de ruissellement convergeant vers les cuvettes; colmatage de ces dernières par des apports de sable dolomitique et de terra rossa, mêlés d'humus et, éventuellement, de gélifracsts, repris aux dépôts de pentes quaternaires; corrosion lente du plancher des aires inondées, enfin, grâce à la retenue imparfaite des eaux, commandée par cette couverture. L'efficacité de cette action est naturellement freinée par la brièveté de l'inondation et le rythme de ses apparitions nouvelles- quelques fois par siècle, seulement. Autant dire, confirmant une impression déjà notée, que nos poljés se trouvent pauvrement ravitaillés en eau, dans les conditions actuelles. Bien qu'il soit très difficile d'extrapoler, à partir de la situation présente- notamment à cause de la dégradation que l'Homme a infligée à la végétation- il nous paraît extrêmement probable que de tels processus aient joué dans le passé quaternaire et, sans doute, néogène.



Nous leurs avons attribué, au chapitre précédent, la dégradation des deux principales surfaces d'aplanissement. Toutefois, l'ensemble des poljés en résultant est loin d'offrir des types aussi achevés que ceux de Rogues, St-Maurice ou le Coulet. Beaucoup restent imparfaits, élémentaires, "juvéniles" ou morts-nés. Tous dérivent de "creux" initiaux, d'origine très variée, qui ont attiré les eaux. Ils peuvent être aisément classés de ce point de vue .

C - Autres poljés caussenards et languedociens :

1- Leur localisation :

a) - Leur classification par référence à la structure

Certains sont d'origine structurale. Nous distinguerons d'abord, ceux qui sont établis en position synclinale. On peut retenir le cas du poljé de Carnac, sur le Méjean (J. MARTIN: 1960). Mais les meilleurs exemples ont été notés par P. BRUNET (1959) dans les Corbières orientales, aux environs d'Opoul (feuilles de Leucate et Tuchan): dépressions du Mas de Dachs, des Sept Oliviers, du Mas de Nau, dans les calcaires, avec niveaux marneux, de l'Aptien inférieur et moyen; celle du Mas-d'en Bac, creusée de 20 mètres, possède 700 mètres de plus grand diamètre et montre un petit hum; la plus notable, ou grand poljé d'Opoul, (longueur : 3,8 Kilomètres; largeur: un kilomètre; creux 80 mètres) déploie un fond tapissé de terra rossa recouvrant marnes et grès gargasiens, conservés grâce au mouvement synclinal, vers lequel s'inclinent de longs versants calcaires concaves, en forme de glacis.

Au contraire, en position anticlinale sont les dépressions karstiques de la région de Fitou (P. BRUNET, op.cit.). Quelques poljés caussenards sont également dans ce cas, quoique de façon moins nette, en raison du faible pendage des couches (St-Maurice, Bergerie du Coulet, "plaine" de Chanet). Sitôt que les pendages s'accroissent, comme c'est souvent le cas en Bas-Languedoc méditerranéen, les conditions d'alimentation en eau deviennent plus mauvaises que dans un synclinal. Cependant, le fragment de Combe annulaire de la ferme de la Cardonille (feuille de St-Martin-de-Londres) découpé aux dépens des calcaires massifs du Kimméridgien qui sont subordonnés aux crêtes tithoniques des Bois de Pous et de Sauzet, au fond tout criblé de dolines d'effondrement et tapissé de terre rouge à cailloutis siliceux, comme nous l'avons vu, pourrait bien avoir évolué en poljé, un temps, avant que son modelé ne soit à peu près figé par le perchement au-dessus de la gorge de l'Hérault. La combe de Valliguières (feuille d'Uzès) éventrée dans l'Urgonien coralligène, sous lequel apparaît le Barrémien inférieur marno-calcaire, fonctionne (grâce à la surimposition, à partir de la "surface fondamentale", de la rivière de même nom dont le bassin amont s'est trouvé, depuis, asséché par des pertes) comme une authentique "interruption du vase karstique" ainsi que le démontre la résurgence de Grand Font. Il n'y manque même pas, dans sa partie orientale, une manifestation d'endoréisme structural avec le laquet établi sur les marnes mises à jour par l'inversion de relief et alimenté par l'écoulement sous-cutané des

versants réglés avoisinants, couverts de gélifracts. Une oscillation humide et fraîche du climat, en hypertrophiant cette petite nappe d'eau, l'amènerait à corroder la base des versants calcaires qui ceinturent la combe. Nous pensons qu'au climat près, sont réunies là, les conditions de la naissance d'un poljé (E.COULET : 1969).

L'origine de la dénivellation provoquant le rassemblement des eaux est, bien entendu, fréquemment à rechercher dans la tectonique cassante, particulièrement dans l'ensemble quasi-tabulaire des Grands Causses. Sans revenir sur les dépressions de Rogues, St-Maurice, la Bergerie du Coulet, citons les poljés de Carnac (synclinal faillé) et de Cros garnon, sur le Méjean. La tectonique apporte un facteur fondamental, même s'il n'est pas toujours très apparent. De ce point de vue et à propos des "lacs temporaires" du Larzac, H.SALVAYRE (1964, 1969) a justement insisté sur les zones de broyage et les réseaux de diaclases, révélés par la couverture photographique aérienne. Toutefois, lorsque font défaut les grands accidents bordiers, on a affaire à des types élémentaires auxquels manquent le dessin allongé et l'orientation significative qui caractérisent les entités mieux venues.

b) - Agrandissement et coalescence des formes -
De l'ouvala au poljé :

Il en va de même pour quelques exemples qui paraissent illustrer cette conception de J.CVIJIC¹ (que nous nous gardons de généraliser) selon laquelle, des formes majeures du karst

superficiel peuvent être engendrées par le développement et la coalescence des mineures. Les grands ouvalas de la Rigalderie (Causse de Blandas, feuille de Nant), les creux du lapiés dolomitique géant des Rives (ou Aygas, plateau de Guilhaumard, feuille du Caylar) nous paraissent, également, induire des poljés virtuels, encore que les conditions macro-tectoniques soient plus favorables pour le premier cité que pour le second.

c)-Poljés désorganisant des vallées sèches:

Mais, parmi nos poljés, les plus nombreux et non les moins remarquables, dérivent de la désorganisation de vallées, aujourd'hui privées d'écoulement. Cette origine n'est pas forcément exclusive des précédentes: l'on a vu que la ci-devant "vallée" de St-Maurice avait une position structurale bien définie; l'origine du poljé de Carnac a été, depuis longtemps, attribuée à l'évolution d'une vallée de ligne de faille; toutes les combinaisons sont possibles. Ces vallées ont concentré les eaux et les alluvions reprises du sidérolithique. L'on connaît les effets semi-imperméabilisants de ces dernières. Ils déterminent les écoulements temporaires actuels de la vallée de Servillières (peut-être l'une des plus anciennes du Causse Noir- feuille de Meyrueis- s'il est vrai qu'elle figure la percée conséquente d'une proto-Jonte, comme le suggèrent P.FENELON et alt., 1973); sur le Causse de Sauveterre, la dépression de la Capelle, à mi-chemin entre Ste-Enimie et la Canourgue, en terrain argovien, a conservé une importante masse de sables sidérolithiques mêlés à des pierrailles calcaires

et qu'entame un ruisselet, étrangement maintenu vif sur cette portion de Causse (d'après M.RCUIRE, cité P.FENELON et alt., 1973, p.16); aux Ménudes (Larzac, feuille du Caylar) en automne 1963, H.SALVAYRE a vu la rivière épiquée occasionnelle nourrir l'inondation temporaire, en relation avec l'aven de Migayrou.

Cette organisation :le poljé dénaturant l'ancienne vallée superficielle, établit, entre les deux phénomènes, un ordre de succession bien défini. Elle est encore typique des surfaces d'aplanissement dégradées du Bas-Languedoc méditerranéen. Ainsi sur le Causse d'Aumelas (feuille de Montpellier) se devinent les traces d'une vallée que jalonnent, depuis le Sud du tènement de Légitime, l'ancienne église de Cardonnet, les Mas de Terrus et de Lamouroux, enfin les ruines du Mas Ricard; par là, elle s'achemine, en bordure du massif jurassique, vers le ravin de Valladas qui rejoint le ruisseau de Prades, affluent du Coulazou. Sur son parcours à la surface du plateau, on relève les poljés de la mare de l'Estagnol, de Lamouroux, du Mas Ricard.

Ainsi pour le Sud du Causse de Viols-le-Port: de petits poljés y élargissent la vallée sèche qui descend de la cote 332 (y = 707, x= 160, feuille de Montpellier) vers Puechabon. Au Nord de ce causse, c'est à l'amont de l'ancienne vallée de la plaine des Suaillies (feuille de St-Martin-de-Londres) que se développe le poljé de Caunas, favorisé par une dislocation en décrochement de l'axe anticlinal, signalé, en outre, par trois avens, sa couverture de terra rossa remaniant l'Oligocène; toutefois, dans ce dernier cas, la contre-pente aval est peu nette;

dans la partie basse de ce système, comme pour les réseaux situés dans les parages du Relais des Chênes, les poljés n'apparaissent pas sur le trajet des thalwegs.

On notera, ici, l'influence de leur orientation. Dans celui de Valladas, se dirigeant vers le Nord sur le Causse d'Aumelas, l'écoulement subaérien a été contrarié par le mouvement de bascule général que cette partie du Bas-Languedoc prononce vers le Golfe du Lion: d'où la netteté de la dégradation karstique. Celle-ci est encore bien avérée au Sud du Causse de Viols-le-Fort dont le drainage s'effectuait d'Est en Ouest. Mais pour le réseau de la plaine des Suailles dont certains segments sont dirigés à l'Est, mais reliés par d'autres, infléchis vers le Sud, le mouvement d'ensemble régional, loin de contrarier l'écoulement superficiel, l'a aidé, au contraire, à résister plus longtemps à l'absorption karstique - finalement triomphante, les organismes fluviatiles de ce plateau n'ayant plus d'activités que très épisodiques. Les nuances qu'on aperçoit ainsi dans l'évolution viennent à l'appui de notre conception d'un diastrophisme géologiquement récent.

2)- Les formations superficielles des poljés crussenards et languedociens :

Dans ces dépressions nées sur le trajet d'une ancienne vallée, l'existence d'un seuil à l'aval ou la tendance marquée à sa formation, l'absence ordinaire d'évacuation superficielle des eaux imposent, même si le surcreusement, par rapport au profil fluvial antérieur, est médiocre ou difficilement

décelable sous les formations de couverture qui y sont rassemblées, la notion d'évolution par corrosion y conspirent, également, les avens, bien qu'il ne s'agisse pas toujours de ponors actuellement actifs; l'accès des eaux au karst souterrain procède souvent de pertes non pénétrables et de surcroît, dissimulées sous la formation superficielle dont la terra rossa constitue l'élément dominant. Certes, dans les Grands Causses, en particulier, la nature fréquemment dolomitique de la roche est, en soi, un facteur important de ralentissement dans l'enfouissement des eaux, nécessaire pour que la corrosion du plancher puisse se manifester. L'on sait que celle-ci ne serait concevable, ni en cas de disparition trop rapide, faute d'un temps de contact suffisant, ni en cas de stagnation trop marquée, la dissolution étant, alors, stoppée du fait d'une saturation promptement acquise. Mais, souvent en présence de la dolomie et toujours en son absence, ce rôle mécanique de filtre-ralentisseur est assumé par la couverture dont nous sommes, ainsi, conduit à privilégier l'importance.

a)-Composition, âge et texture

Il vaudrait mieux, du reste, écrire : les couvertures.

Nous en avons, à maintes occasions, signalé la nature et le rôle. Nous croyons, néanmoins utile, en ce point de notre développement, d'en souligner la variété. La terre rouge en est l'élément essentiel; nous rappellerons, brièvement qu'elle comporte une portion autochtone et une portion allochtone. La première est, en principe, l'argile de "décalcification": dans

l'espace cartographié, les calcaires massifs et les calcaires dolomitiques, contenant fort peu de silicates d'alumine à l'état d'impureté, il est probable que la plus grande partie de la terra rossa formée sur nos plateaux est, en réalité, para-autochtone. Elle pourrait provenir plus vraisemblablement de la pédogenèse exercée - fût-ce après transport et dispersion à la surface des calcaires - aux dépens de matériaux marneux ou des sables glauconieux (Lias supérieur pour les Avant-Causse, argiles à chailles bajociennes des "Ségallas" du Larzac, marnes à Stipites du Bathonien inférieur, sables glauconieux de l'Oxfordien, pour les Grands Causse; Oxfordien et Valanginien marneux, pour les Garrigues). Mais, tant en pays caussenard qu'en Bas-Languedoc méditerranéen, les recherches de P. DEMANGEON (1959, 1967) ont montré que les minéraux lourds de la terre rouge ont leur origine dans les affleurements du socle hercynien. La présence de minéraux d'affinités bauxitique, par endroit, l'abondance des concrétions de goëthite roulées prouvent que ces débris allochtones sont le produit du transport d'éléments empruntés à des paléo-sols très antérieurs. Nous avons donné, plus haut, notamment par comparaison avec la terre rouge fossilisée par le poulingue de Valensole, les raisons pour lesquelles nous pensions que l'essentiel de ces épandages et des néc-pédogenèses qu'ils ont pu subir étaient à reporter au Miocène. ^{iv}éanmoins, les traces de bauxite prouvent qu'il en est de plus anciens; comme les loess rubéfiés de la Garrigue nîmoise témoignent, sans conteste qu'il en existe de beaucoup plus récents.

Du point de vue qui est le nôtre, présentement, l'âge compte moins que la texture. La terre rouge rassemble des éléments dissociables en trois phases: argileuse, limoneuse et sableuse. En grande partie transportée, et par là pédochrome, elle est en outre additionnée de grains grossiers. Ce mélange l'apparente aux sables et argiles sidérolithiques des Causses du Quercy et du Périgord, des "brandes" poitevines et des "gâtines" berrichones. Dans l'Ouest du Larzac, les poljés décrits n'ont recueilli, en sus des phases fines de la terra rossa que des concrétions ferrugineuses; à l'Est du même Causse, apparaissent les "albarons" quartzeux. Cette disposition montre comment ces plateaux se sont comportés en piedmont de Cévennes en voie de surrection (M. CADILLON, 1970). A proximité de ces dernières, des flux encore puissants s'avèraient assez compétents pour véhiculer graviers et galets de quartz; plus loin, les épandages ne suggèrent que des courants lents, chargés d'éléments de petits calibres, sans doute porteurs de troubles modifiant la densité du liquide, faute de quoi, il serait difficile de comprendre le déplacement des concrétions de goethite de poids relativement élevé. (cf. le poljé du Temple, près de la Cavalerie, P. FENELON et alt : 1973). Sur le Méjean, la "plaine" de Chanet ne montre pas "d'albarons" en surface, au contraire du poljé de Cros garnon (J. ROUIRE, in P. FENELON et alt. : 1973) Dans celui de Carnac, J. MARTIN (1960) a signalé des quartz "à peine émoussés, de la taille du gros sel de cuisine (addendum au chapitre: "Les phénomènes nivo-karstiques et les tjâles lo-

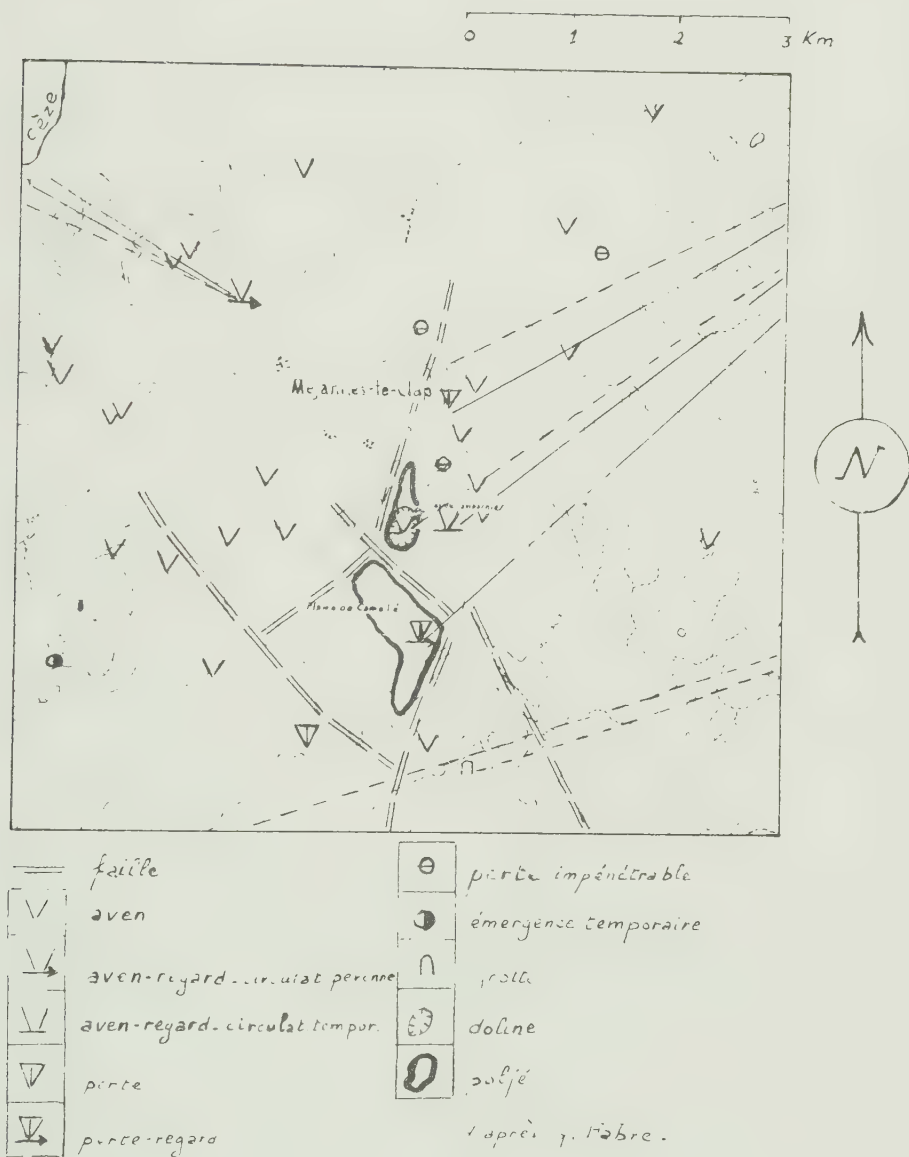
calisés"), détails qui évoquent la destruction sur place de galets les contenant, très probablement des arkoses où ils ont, à la fois, ce calibre et ce degré d'usure.

b)-Diverses reliques détritiques incorporées à la terra rossa du Bas-Languedoc :

En Bas-Languedoc méditerranéen, la terre rouge incorpore des reliques détritiques diverses: des débris de bauxite sur le Causse d'Aumelas, des quartz sur le replat de Lagarde, au Nord- Nord-Ouest de St-Martin-de-Londres, des reliques de roches granitoïdes dans le poljé de la Cardonille, des éléments de l'Oligocène conglomératique, dans celui de Caunas; nous avons décrit l'enduit hématitique du plancher calcaire et des blocs de matériel local à la Marelle, aux environs d'Argelliers. La plupart de ces grains grossiers, avant d'être entraînés dans leur gîte actuel sont passés par le relais de formations plus anciennes, paléogènes ou même datées du Crétacé supérieur: ainsi, les petits quartz épars sur les plateaux néocomiens du pays nîmois proviennent des formations de la bordure septentrionale de l'ancien "isthme durancien". C'est, au fond, à sa longue évolution épi-continentale et continentale et à son appartenance au domaine des plateformes que notre région doit l'abondance de la couverture superficielle de ses plateaux calcaires, et sa diversité.

c)-Mélange de la terra rossa et de gélifracts :

Presque partout, la terre rouge et les éléments qui lui sont associés, passent sous des formations quaternaires,



riches en éclats de calcaires anguleux de facture périglaciaire. Ils sont représentés tout au long de la bordure orientale du poljé de Carnac, à l'image de celle du poljé de St-Maurice, plus haut décrit. L'on trouve, sur cette lisière du poljé de Carnac, quatre cônes de déjection caillouteux, faisant une légère saillie par rapport à un épandage mince de gélifracts, largement étalé dans l'Est de la dépression, mais gagnant le centre, aux environs de Montignac et même l'Ouest, près de Rouveret; en outre, non loin d'Anilhac, une "groise" litée, légèrement consolidée, presque un "sistre" se dissimule sous la terre arable. La solifluction, en mélangeant ces caillcutis à la terra rossa, les effets de pédogenèses récentes, le bouleversement superficiel dû aux labours, enfin, donnent à la terre arable des poljés l'apparence de rendzines rubéfiées.

d)-Mélange de terra rossa, de sable magnésien
et de matière organique:

L'on sait qu'en pays dolomitique le sable magnésien ou "grésou" s'additionne à la terre rouge. Ainsi, au fond du "lac" des Rives où s'accumule encore la matière organique, produite par la prairie occasionnellement inondée et véhiculée par les éphémères tributaires en crue dont l'action érosive s'applique essentiellement aux sols mal protégés des terrains de parcours des troupeaux. Signe d'une appartenance plus nettement montagnarde, le petit poljé de la Fajole, sur le Méjean oriental, à 1000mètres d'altitude, possède un plancher tourbeux (feuille géologique d'Alès au 1/ 80 000ème, 5ème édition)

3) les types de poljés élémentaires languedociens;

Au total, si l'on met à part les grandes formes actuelles ou révolues et nettement orientées qui permettent, par cela même, de déceler des influences structurales ou tectoniques (Opoul, St-Maurice, le Coulet, Carnac, Cros garnon), mais où, fréquentes ou occasionnelles, plus ou moins concentrées linéairement ou étalées latéralement, l'action des eaux superficielles s'est imposée, nos poljes se réfèrent à trois types génétiques, deux fort répandus, le troisième plus exceptionnel et particulier aux Avant-Causse.

a) - Les "plaines" des Garrigues et des Causse
fluvio-poljés plus ou moins infantiles:

Le premier type est celui de la "plaine" de Garrigues ou de Causse. Citons sur le Méjean et le Larzac: Servières, le Temple, Chanet; sur le causse de Viols-le-Fort, outre Caunas, les dépressions fermées des cotes 287, 281, 297 ("plaine des Matelottes" de la feuille de Montpellier); sur le Causse d'Aumelas, la "plaine Roubière" et les poljés de Lamouroux, Terrus, Cardonet, l'Estagnol. En pays crétacé, dans les Garrigues de Lussan, il fournit le modèle des deux entités inégalement développées, décrites par G. FABRE (1972): "plaines" de Camellié et de Cambarrier. On le retrouve encore, sur les Corbières, en dehors des grandes unités étudiées par P. BRUNET (1959), par exemple, pour la feuille de Leucate, aux cotes 250 (entre la Serre Grosse et le col de Bouil) et 124 (entre le Planal de la Garrigue et le Serre du Scorpion). Toujours ré de la désorganisation d'une an-

cienne vallée ou d'un glacis d'épandage, avec rassemblement des éléments d'une couverture lentement filtrante, désormais sans autre issue aux écoulements que souterraine, tendant au bassin fermé par léger surcreusement karstique avec création d'une modeste contre-pente à l'aval, ce premier type représente une variété de fluvio-poljé élémentaire, rapidement stoppé dans son évolution par perchement excessif au-dessus du niveau des circulations hypogées actives- à peu près mort-né ou, du moins, aujourd'hui très médiocrement actif et du seul fait des eaux d'écoulements superficiels, quelquefois, mais rarement créatrices d'éphémères phénomènes d'inondation, surtout par engorgement. De là, le caractère effacé des bordures et leur défaut fréquent d'orientation bien marquée.

b)-Les "Cuvettes":

Le second type peut dériver du premier, dans des secteurs de plus forte exaltation du relief. Il en diffère essentiellement par un encaissement plus net, jamais inférieur à 50 mètres, par rapport à un encadrement plus étroit. A notre connaissance, c'est B. VIELLEUF (1961) qui s'est attaché, pour la première fois, à décrire une telle forme en Bas-Languedoc. Il s'agit d'un creux anonyme du Bois de Bouis, établi dans le calcaire kimméridgien et le Portlandien de faciès tithonique, descendant jusqu'à la cote 316, cerné par les hautes croupes du Bois de Labbat (389, 466 mètres), du Puech Ferrié (486 mètres) du Puech Agut (385 mètres), du Devois Grand (386 mètres) et de la Rouvière (382, 389, 399 mètres). Il mesure 1,5 kilomètre de long

"Cuvettes" et Fluvio - poljés

Massif du Bois de Boule

Sud - Ouest de l'aire de Buğes

St - Martin - de - Londres

1 / 20 000ème, Nos 7 - 8

Fig. 71 .



sur 800 mètres de large. Ses flancs sont raides mais réglés; son fond marque l'alternance de macro-lapiés aux canaux plurimétriques, tant en largeur qu'en profondeur, où se trouvent ménagés de nombreux points d'absorption, et de placages de terra rossa. Ce plancher pend vers l'Est, alors que c'est au Sud-Ouest que l'encaissement est minimum et que s'ouvre un col dominant de 45 mètres le "vallat" sec le plus proche que suit le chemin unissant les Mas de Paillas et Cazarils. Aucune trace d'effondrement; par contre, il est aisé de reconnaître, en cette forme, une de ces cuvettes, entre des croupes, telles qu'elles ont été décrites récemment par R. SCHWARZ (1973) - cuvettes sur l'évolution des flancs desquelles nous avons mis l'accent, mais dont la corrosion du plancher, privé de tout exutoire superficiel, est, ici, évidente. On peut rattacher à ce type le creux de Tapiés, sur le Larzac, enserré, en amphithéâtre par les basaltes, également perméables, de l'Escandorgue, mais développé dans le calcaire dolomitique du Bathonien supérieur, avec couverture de terra rossa; craîné par un aven apparemment obstrué de gros éboulis, il alimente vraisemblablement la résurgence de la Bastide-des-Fons et connaît des inondations occasionnelles de brève durée, de sorte que H. SALVAYRE (1964) l'a recensé parmi les "lacs temporaires" de ce Causse. En Corbières, les mêmes caractères se retrouvent dans le Plat de l'Estagnol (feuille de Leucate), sculpté dans les calcaires du Jurassique supérieur, avec brèches à éléments calcaires superposés.

c)-Un exemple de poljé de contact:

Le troisième type est offert par le poljé de Novis, au contact du Causse Rouge et de celui du Massegros. Sis immédiatement au Sud de la faille des Palanges qui sépare ces deux plateaux avant d'intervenir, plus à l'Ouest, dans la détermination de la bordure du "vallon" de Séverac, il occupe une position de horst qui amène à l'affleurement les argilolithes du Permien, recouvertes, en discordance, par les marnes puis les grès conglomératiques à ciment carbonaté du Keuper; au-dessus, la corniche de l'Hettangien calcaire forme la bordure méridionale de la dépression. Le recul de cette couverture mésozoïque et le déblaiement du Permien mis à jour expliquent comment la dolomie du Bathonien inférieur, constituant, ici, le Causse du Massegros, bien qu'en position de bloc effondré, domine le poljé par un abrupt de ligne de faille avec inversion du relief. Les ruisseaux, venus du Sud et de l'Ouest, se perdent dans un aven situé immédiatement en avant de la ligne de faille; de la sorte, la dépression de Novis, longue de 1 600 mètres, large de 800 est fermée et creuse de 20 à 30 mètres par rapport aux points les plus bas de son encadrement, soit les cols qui la limitent à l'Ouest et à l'Est. J.ROUIRE qui l'a décrite au VIIème Congrès national de spéléologie, travaille à consolider l'hypothèse selon laquelle les eaux ainsi enfouies au "Gouffre des Soucis", contribueraient à alimenter les sources de l'Aveyron, à travers le Causse du Massegros (Voir encore: P.OLIVON : 1972 et P.FENELON et alt.:1973). Le faible calibre du point d'absorption

et la charge des petits ruisseaux, encombrés par les produits de la désagrégation granulaire des grès du Keuper, expliquent la fréquence des engorgements et la formation d'un lac temporaire de plusieurs hectares. Le ravinement de la plaine permienne, d'aspect bocager, ne s'en poursuit pas moins en relation avec l'altitude du ponor. Quant à l'espèce de reculée qui indent l'abrupt de ligne de faille, au Nord-Est (soit au Nord de ce même ponor), il résulterait d'un phénomène d'effondrement commandé par le karst souterrain, avec retouche nivale au Quaternaire (P. OLIVON : 1972). Nous avons donc affaire, par suite de conditions lithologiques et structurales bien définies, à un type de fluvio-poljé affecté d'un phénomène de contact, au sens de J. ROGLIC (1957). Il n'est pas tout à fait le seul de son espèce : les mêmes conditions lithologiques et de forts pendages favorables ont permis la formation de petites dépressions décamétriques, cuvettes de lacs temporaires de Rials, Sans-Corps, Fontbouillenc, Trémoulas, et celle de l'Aven des Dragonnières, à l'occident du Causse des Costes-Gozon (Ouest-Nord-Ouest de St-Affrique) là où les grès du Trias entrent en contact normal avec les calcaires hettangiens, et qui sont, non des dolines, mais de petits poljés de contact incipients.

D- Rôle des poljés dans l'évolution morphologique :

- 1) - Leur contribution à la dégradation des surfaces d'a-lan-
nissement :

Il est inutile d'insister sur le rôle des poljés dans

la dégradation des deux principales surfaces d'érosion dont l'existence et l'identité ont été établies au chapitre précédent. Par ailleurs, les types qui en ont été décrits posent nécessairement le problème de leurs relations avec le karst souterrain - comme l'ont posé les autres formes superficielles que nous avons tenté de caractériser.

2)- Leurs relations avec le karst souterrain :

Ce problème que nous voudrions, ici, aborder dans son ensemble, paraît aller de soi; d'un côté parce qu'il semble implicitement résolu dans l'expérience des spéléologues qui utilisent certaines formes de surface comme indices du développement des évidements hypogés; d'autre part, étant admis que la dissolution oeuvre, dans les masses calcaires, du haut vers le bas, parce que de nombreuses tentatives de justification théorique se sont attachées à la recherche d'une filiation entre les évolutions de l'un et de l'autre domaine. Or, il s'agit d'un problème ardu, particulièrement en notre région où les topographies calcaires sont, depuis très longtemps exposées aux actions subaériennes et où les formes superficielles, sans remonter pour autant à un passé aussi reculé (postérieures, en tout cas, aux surfaces auxquelles elles apportent leurs retouches) ne sont sans doute pas, non plus, véritablement toutes actuelles. En effet, nous avons presque partout constaté leur activité ralentie, sans rapport avec le développement qu'elles ont acquis. Nous nous proposons de clarifier quelque peu l'énoncé du problème en cause en tenant compte de l'origine des eaux agressives.

Le poljé est, en principe, la forme superficielle la mieux liée au karst souterrain, lorsqu'il répond à sa définition classique: dépression interrompant la continuité du vase karstique. Qu'il s'agisse, alors, de gros conduits sectionnés ou de la remontée d'une authentique nappe karstique, ce sont des eaux d'origine souterraine qui attaquent son plancher et ses bordures, même si elles rééquilibrent leur teneur en gaz carbonique, en retrouvant le contact de l'atmosphère. Or, nous devons reconnaître que, hauts perchés par rapport aux circulations souterraines connues, à peu près figés dans un état de développement élémentaire, nos poljés ne correspondent guère à ce schéma.

a)-En cas d'extravasement :

Sans doute, dans le cas d'extravasement, il s'agit bien d'eaux souterraines, avec leurs caractères physiques et chimiques. Mais, après H.SALVAYRE (1964, 1969, 1970), nous avons noté combien ce phénomène demeure minoritaire. En outre, il relève de circonstances particulières: porosité et circulation de joints dans la dolomie, susceptible de conserver des réserves, pour ainsi dire, suspendues au-dessus des conduits des calcaires sous-jacents, eux-mêmes de calibre limité. D'où l'aptitude de tout ce système à déborder en cas de fortes précipitations. Les mêmes causes jouent, on l'a vu, pour les dolines inondables, placées dans des conditions équivalentes.

Si l'on passe de l'activité des eaux souterraines actuelles aux conséquences morphologiques de l'activité des

eaux souterraines d'autrefois, l'on rencontre les phénomènes d'effondrement et d'érosion régressive des courants hypogés.

b)-En cas d'effondrement :

Le phénomène d'effondrement qui place, évidemment, les formes superficielles intéressées dans la dépendance de l'évolution du karst souterrain, concerne, on l'a noté, les dolines placées au voisinage des coupures d'érosion ou au-dessus du trajet d'une rivière hypogée (cas des petites dolines du Causse de Camprieu, développées dans le plafond du Bramabiau). Il n'intervient pratiquement pas dans les poljés de notre région, sauf pour la petite reculée qui accidente la bordure Nord de la dépression de Novis.

●)-Par l'abaissement de l'altitude des ponors:

Par contre, le plancher des poljés a pour niveau de base l'altitude des ponors ou, tout au moins des points d'absorption, même dissimulés par leur couverture détritique. Certains de ces orifices se sont abaissés par érosion régressive, en relation avec les circulations souterraines sur lesquelles ils débouchent, autant, sinon plus, par érosion mécanique que par dissolution. J. ROUIRE et C. ROUSSET citent, en exemple, les avens de Hures (Méjean) et du Mas Raynàl (plateau de Guilhaumard) qui, il est vrai, ne sont pas en relation avec des poljés. Néanmoins, il n'est pas interdit de penser que l'activité de l'érosion souterraine et l'abaissement des ponors qui en résulte ont pu contribuer à un abaissement correspondant de l'altitude du plancher de certaines de ces dépressions fermées, dans des

périodes climatiques plus favorables.

3)-Dissociation des évolutions respectives du karst superficiel et du karst souterrain:

Encore, en raison de la relative rareté du phénomène d'extravasement, la plupart des ponors actifs ne sont pas utilisés par les eaux souterraines, mais bien par les eaux superficielles. Celles-ci, ruisselant directement après la pluie, ou avec retard, en cas de fonte des neiges, se sont rassemblées dans les creux du karst, poljés, dolines, avens ou fissures de lapiés, à partir d'un impluvium toujours étroit et finissent par rejoindre la zone de circulation profonde, augmentées des eaux de condensation et, pour les Avant-Causse, des eaux allogènes, en provenance des bassins versants beaucoup plus vastes aménagés sur les terrains imperméables du socle. C'est, si l'on veut, un type de relations entre la surface et le monde souterrain, mais qui n'exprime, plus ou moins favorisé par le litage, les diaclases et les failles, que le "rôle de la pesanteur dans la percolation vers le bas" (J. ROUIRE et C. ROUSSET : 1971, p. 281). En outre, en l'état actuel des choses, il ne concerne que des volumes limités. L'on peut, sans doute, tenir compte des causes de variations de ces volumes: spatiales (appartenance au milieu des bas-plateaux méditerranéens ou aux plateaux montagnards); temporelles (saisons, courtes ou longues périodes de variations climatiques); il reste que ces apports superficiels locaux n'emplissent jamais les galeries hautes (zone 1 ou niveau "fossile" des spéléologues), comme ils n'apportent, chaque fois, que de

Causse des Bondons

Surface partiellement structurale et percée
hydrogéologique



médiocres et lentes retouches aux formes épigées.

a)-L'exemple des Bondons :

Par l'effet du "pansement humide" sous la couverture, également drainée vers ces creux (terra rossa,"albarons",gélifracts,matière organique) ou du fait d'd'éphémères nappes d'engorgement, ou encore par ruissellement sur les dalles nues, qu'il s'agisse de poljés élémentaires, de dolines et ouvalas ou de lapiés, ces actions de dissolution proches de la surface se montrent, aujourd'hui, à peu près totalement dissociées de celles du karst souterrain, évoluant "chacune pour son propre compte",selon une autre formule de J.ROUIRE et C.ROUSSET (1971, p.278).Dissociation et contrastes en résultant sont extrêmes dans le cas du petit Causse liasique des Bondons, sur le flanc Ouest du Mont Lozère: nourri des eaux de ce massif (eaux allogènes),le karst souterrain y est très développé,dans le "calcaire capucin",tandis que la topographie substructurale,nettoyée récemment des marnes schisteuses noires du Domérien, est à peu près dépourvue de formes superficielles de dissolution. Même dans des cas moins schématiques,la dynamique des deux milieux est différente. Le creusement des galeries,et plus encore en "conduites forcées" qu'en circulation "vadose", doit être comparé à l'aménagement du lit fluvial rocheux; les actions épigées sont bien davantage d'ordre aréolaires (Ph.RENAULT:1971). Comme telles, elles ressortissent plus directement à la morphologie climatique (J.ROUIRE et C.ROUSSET ,1971) dont elles éprouvent toutes les variations dans la durée géologique- en

particulier, les périodes de paralysie de la dissolution qu'évoquent l'aridité de tel "Interglaciaire" ou telle phase de froid sec du Quaternaire récent. Ces oscillations ne paraissent qu'amorties dans les cavités. Si elles sont encore responsables des tendances alternantes d'agrandissement des vides et de remplissage, c'est surtout dans la zone "fossile" où l'on relève: bourrages de terra rossa, entassements de gélifracsts et planchers stalagmitiques. Certes, le concrétionnement n'est pas impossible dans les parties profondes et noyées, mais, finalement, leur altitude relative, très en contre-bas, par référence à la surface des plateaux, montre que la dissolution l'a emporté sur tout autre tendance.

b)-Le problème des relations entre les niveaux de grottes et les "crans" d'enfoncement des canyons :

L'existence de niveaux de grottes étagées incline les spéléologues à établir un rapport entre chacun d'eux et les " crans" d'enfoncement des canyons. On ne peut refuser à cette conception le mérite de la logique. Mais la démonstration, sur le terrain, reste malaisée à faire. En effet, les flancs des canyons montrent surtout des replats structuraux et, dans la mesure où ils ont amorcé une évolution, ils ont tendu au versant réglé ou semi-régulé, comme nous l'établirons à propos de l'étude des phénomènes quaternaires. C'est assez dire que ces crans peuvent toujours avoir une autre explication que "cyclique"-s'agirait-il non d'épi-cycles" davisien" mais de cycles

climatiques. Par ailleurs, le creusement des canyons, quoique inégalement, s'est avéré très rapide et l'on sait des cas (Jonte pour les Grands Causses-J. CORBEL, 1954 ; Hérault, pour le Bas-Languedoc méditerranéen) où la circulation souterraine, au moins sous la forme d'un réseau de fissures de karst noyé, a préparé le travail sub-aérien. Le problème revient, alors, à justifier la basse altitude atteinte par ces circulations profondes, par rapport, notamment, au niveau de base karstique local. Ce n'est qu'une des raisons, parmi d'autres, pour lesquelles, même largement dissocié du modelé de surface, le karst souterrain ne peut laisser le morphologue indifférent.

III - LE KARST SOUTERRAIN:

Le problème de son intégration à l'évolution morphologique de la région.

En effet, il est essentiel à notre propos de replacer la création, les développements majeurs et l'activité présente de ce karst souterrain dans l'évolution morphogénétique de l'ensemble de la région.

Problème délicat, non seulement parce que la datation des phénomènes karstiques est toujours difficile, en raison de la rareté ou du caractère énigmatique des arguments corrélatifs disponibles, mais, singulièrement dans l'espace cartographié, du fait de la longue exposition, déjà notée, des topographies calcaires aux agents météoriques, ouvrant des possibilités à l'absorption des eaux depuis des temps géologiquement reculés

au cours desquels n'ont manqué ni les oscillations climatiques, ni les crises diastrophiques, ni les variations du niveau de base marin.

Et, de fait, nos karsts souterrains, à l'inverse des formes superficielles, on le sait, se montrent riches, complexes, évolués. Il importe, par conséquent de les décrire et de les caractériser. Mais, pour atteindre notre objectif et les situer valablement dans le temps, il convient, au-delà de la notation de détails, sans doute nécessaires, de disposer de critères, propres, en quelque sorte, à introduire un ordre d'intérêt génétique. Chemin faisant, nous en proposerons deux: l'un relatif aux cavités dans leurs relations avec les émergences, et mettant ainsi en cause les réserves souterraines; l'autre tiré des orientations suivies par les différentes circulations hypogées. Des enseignements résultant de ces analyses nous nous efforçons de déduire la place du karst dans l'évolution morphogénétique régionale.

A- Intensité de la karstification souterraine-L'indice de karstification :

Tous les auteurs qui ont traité des karsts caussenards bas-languedocien et pré-pyrénéen ont insisté sur la densité des signes apparents de leur développement souterrain. Retenons, ici, les chiffres proposés par H. PALOC (1972, pp.33 et 48) pour le cadre géographique que définit sa " Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses", à l'échelle du 1/200 000ème et qui déborde sur les calcaires du Nord-Ouest des Garrigues

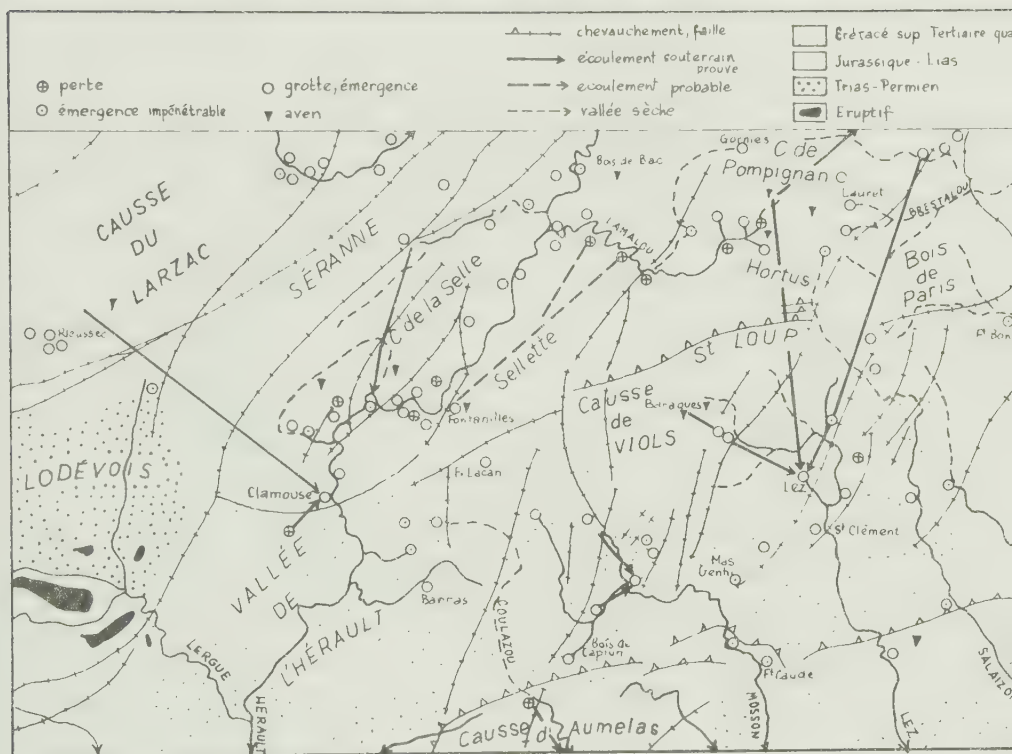
montpelliéraines et sur divers massifs karstifiés du socle hercynien:" Sur 3 450 phénomènes karstiques inventoriés- précise-t-il on compte 466 sources pérennes(soit 13,5%), 282 sources temporaires (soit 8,2%), 192 pertes(soit 5,6%), 266 cavités regard (soit 7,7%) et 2 244 cavités fossiles (soit 65%).Seules les cavités fossiles d'un développement inférieur à 50 mètres n'ont pas été indiquées sur la carte". Les chiffres qui précèdent ne tiennent aucun compte, à plus forte raison, des réseaux de fissures impénétrables dont on soulignera plus loin l'importance,mais qui échappent à l'observation spéléologique directe.

Pour la ventilation de cet inventaire,par régions naturelles,il n'y a pas intérêt à retenir les pourcentages bruts qui sont faussés par les surfaces inégales occupées par chacune de ces entités(certaines se trouvant largement amputées dans les limites du document). Beaucoup plus expressive est la densité par kilomètre carré des phénomènes en cause ou indice de karstification.Il se distribue ainsi:

1)-Pour les calcaires mésozoïques des Grands Causses:

-Pour l'ensemble des Causses: 0,53. Chaque Causse se tient proche de cette valeur moyenne, oscillant entre 0,50, pour le Causse Rouge et 0,65,pour le Méjean.Cependant le Causse de Sauveterre et les petits Avant-Causses périphériques tombent à des chiffres beaucoup plus bas, respectivement: 0,28 et 0,25 ;tandis que le Causse Comtal (0,78) et le Causse de Blandas (1,51) obtiennent des scores plus élevés. Le dernier

1 LE KARST PROFOND NORD-MONTPELLIÉRAIN



D'après R Dugrand

semble, de ce fait, s'apparenter aux Garrigues languedociennes.

2)-Pour les calcaires mésozoïques des Garrigues:

-Pour l'ensemble des Garrigues, dans les limites de la carte pré-citée: 1,32. Ce chiffre moyen est, en soi, peu significatif, dissimulant de grandes dissemblances parmi les éléments de la série. Ainsi l'Avant-Causse de Bédarieux, placé dans cette catégorie pour des raisons de situation géographique, se comporte bien comme la plupart des Avant-Causse (0,25). Le chiffre caractérisant le pli de Montpellier est beaucoup plus élevé (0,79), mais moins encore que celui des hautes Garrigues sub-cévenoles (1,42).

3)-Pour les calcaires paléozoïques :

-Quant aux calcaires paléozoïques, leur indice moyen de karstification (0,62) a, lui aussi, moins de sens que ceux qu'on peut obtenir pour chaque secteur. C'est ainsi que l'indice des Monts Faugères (0,27) en souligne la massivité. Les chiffres du reste de la Montagne Noire et ceux des affleurements limités du Lodévois (0,47 et 0,61) sont moyens. On atteint 1,30 pour la Cévenne vignanaise.

4)-Interprétation des indices de karstification-

Héritage des effets des crises tectoniques cumulées:

Ces résultats n'expriment pas nettement l'influence de l'altitude et, par conséquent, de l'alimentation actuelle du karst. Ils manifestent peu l'influence des faciès, ou, du moins, ils ne la traduisent qu'à travers leur aptitude à la



La Fontaine de Nîmes- Le siphon 1307 après pompage.

Type de galerie " syngénétique " , avec coups
de gouge et cupules -

d ' après un cliché A.S.N. Nemausa III , 1967
in Ann. Spéléol., t. 27 , fasc. 3 , 1972.

fracturation. L'indice de karstification, en fin de compte, est proportionnel à la somme des contraintes tectoniques, enregistrées au cours des temps géologiques: d'où le privilège des éléments les plus méridionaux de l'ancienne chaîne pyrénéo-provençale et celui, plus exorbitant encore, de l'espace péri-cévenol.

B - Les types de drains :

1)-Les grands drains : l'exemple de la Fontaine de Nîmes :

a)-Voûtes mouillantes :

Dans le monde souterrain, objet de cette étude, tous les types de drains classiques sont représentés : gros "tuyaux" et réseaux de fissures. Les premiers juxtaposent fréquemment des galeries de circulation libre (vadoses) et des sections de "conduites forcées". Les explorations de la Fontaine de Nîmes, avec plongées et après pompages, menées, en cinq reprises, entre Octobre 1966 et Septembre 1970, en fournissent un bon exemple où les responsables ont reconnu "les caractères généraux des grandes sources karstiques bas-languedociennes" (P.DEMANGEON, G.FABRE, H.SALVAYRE :1972,p.502; voir également: G.FABRE, J.L.COSTE, P.MONTEILS, F.AUBERT, G.JOUANEN:1972). Guidées par les failles et les joints, avec, parfois, des augmentations de calibre aux coudes, correspondant précisément aux intersections de ces lignes de faiblesse et de discontinuité, les conduites forcées sont les plus larges et les plus hautes. Les rapports de ces deux dimensions dépendent du rôle, en chaque lieu, du type d'accident qui a servi de guide. Lorsqu'aucune déformation de cette sorte ne s'impose, c'est-à-dire lorsque failles et joints

ont la même importance, elles prennent la section ovoïde typique de la voûte mouillante. Elles sont, par ailleurs, ornées de toutes les marques ordinaires de la corrosion et de l'érosion actives: "coups de gouge, cupules, cloches et lapiés" (ibid. p.488). Elles correspondent donc parfaitement au type "syngénétique" de Ph. RENAULT (1967-68-69, 1970).

b)-Type vadose :

En trois endroits, cependant, (galerie dite "de boue", coude aval du siphon 1966, et galerie "Nord") le fond se trouve colmaté de 1,50 mètre de sédiments argilo-sableux, parfois lités, mais qui ont été incisés sur 0,50 mètres par une érosion de modèle vadose. Nous reconnaissons-là le type "paragénétique" de Ph. RENAULT (ibid.) qui se justifie, ici, davantage par les dispositions de la source avant la construction du batardeau du XVIIIème siècle que par l'état d'envoyage actuel résultant de la présence de cet ouvrage ayant relevé le plan d'eau de la vasque.

c)-Corrosion et érosion mécanique :

Les formes de détail observées relèvent sans doute autant d'une érosion mécanique, apparentée à celle des lits rocheux de nos rivières, qu'à la corrosion. Le fait est difficile à mettre en évidence à la Fontaine de Nîmes où les galets ne se trouvent guère en quantité qu'au niveau du griffon, l'é-moussé dû à la turbulence "maquillant", en réalité, des palets "périglaciaires" empruntés au site même du versant au pied duquel s'est établi l'exutoire et, notamment, en dissociant le

"sistre" qui y est représenté. Mais des galets "karstiques", au sens de M. SIFFRE (1960), sub-sphériques et perforés ont été signalés à la source captée d'Aniane, issue du calcaire lutétien (trouvaille de P. MARRES) et étudiés à la source du Drac, en contre-bas du massif jurassique de St-Guilhem (M. LAURES et H. PALOC : 1958).

2) Les réseaux de fissures peu évoluées- Importance de l'observation indirecte :

Le phénomène de mise en charge, inhérent à la circulation en conduite forcée et prouvé, par ailleurs, lorsque monte l'eau dans les "cheminées d'équilibre", concerne aussi bien les conduits développés que les réseaux de fissures peu évolués. L'existence de ces derniers se déduit de l'expérience directe (pertes et exurgences impénétrables, avens absorbants se terminant en cul de sac); et, plus souvent encore, de l'observation indirecte (débits de sources supérieurs à ceux autorisés par les calibres des galeries connues, lenteur des écoulements). Certains faciès les favorisent: marno-calcaires lités, il est vrai toujours menacés de colmatage argileux; dolomies dont les puits et galeries s'achèvent brutalement sur une zone de joints filtrants, généralement avec interposition d'un tampon de sables de désagrégation granulaire.

C - La zonalité verticale dans le karst languedocien :

Les réseaux de fissures s'ordonnent latéralement, autour des galeries, ou se développent sous elles. C'est mettre l'accent sur la réalisation, ordinaire en nos pays, de la zonation verticale du karst souterrain, classique depuis J.CVIJIC¹.

1)-la zone "fossile" des spéléologues, karstiquement régressive :

a)-Distinction des grottes "fossiles" et des cavités cutanées:

La zone I, la plus haut placée, est la zone "sèche" de CVIJIC¹, dite justement "fossile" par les spéléologues, car l'on n'y rencontre que des formes "héritées", sans rapport avec les circulations importantes actuelles du karst souterrain, comme le démontrent certaines singularités de leur position: reliefs résiduels (H.PALOC, 1972), corniches perchées au-dessus de récentes coupures d'érosion (cf.: corniches des Grands Causses, corniche de l'Hortus). Il peut même arriver que la glyptogénèse ait éventré de tels réseaux: dans les calcaires liasiques du Lodévois, non loin de Soubès, nous avons pu recueillir des débris de stalagmites, déblayés au bulldozer, lors de l'élargissement de chemins ruraux. Ces cavités, héritées d'un authentique karst souterrain, recoupées aujourd'hui par la surface topographique, ne doivent pas être confondues avec celles dites "de creusement cutané", liées à la présence, même discontinue d'un permafrost quaternaire, telles qu'elles ont été dé-

crites, ailleurs, par R.CIRY (1959). Hors du cas des baumes de corniches (Causse de Pompignan, cavités observables depuis les lacets de la route D.17 e) et des joints horizontaux élargis dans la molasse miocène (carrières entre Garrigue Basse et les Mases, au long de la route D.21e, près de Fontmagne, feuille de Lunel), le Bas-Languedoc ne nous en a guère montré. Quant à la zone I, ce n'est pas seulement parce que ce milieu, pénétrable, est le mieux connu, mais bien parce qu'il totalise de nombreuses actions de taraudage révolues que nous avons pu, ci-dessus, et après H.PALOC (1972, p.33), citer, pour ce qui le concerne, un relevé chiffré environ huit fois plus élevé que celui qui se rapporte aux cavités "regard".

b)-Karst "mort" ou médiocrement fonctionnel ?

A son propos, P.GEORGE (1938, p.103), puis R.DUGRAND (1963, p.55) ont pu exprimer une impression de "karst mort". La formule ne manque pas de force, mais ne traduit pas exactement la réalité. En effet, de l'eau, en médiocre quantité, ou très épisodiquement, circule encore à ce niveau. Dans les Corbières, sur le Pla de Périllos, P.BRUNET (1959, p.104) décrit un "barrane" (aven) qui "comporte un puits vertical d'une vingtaine de mètres, avec une galerie horizontale adjacente à circulation d'eau pendant les pluies", aboutissant "à une grotte de 100 mètres sur 80, haute de 15 mètres". Cet écoulement temporaire est, naturellement, de type vadosé: "Un lit de rivière à graviers s'encaisse de 5 mètres dans un épais plancher d'argile", il disparaît, enfin, dans une galerie étroite, "suivie sur

une centaine de mètres"(ibid.).Même à défaut d'une véritable circulation "pluviale",des suintements de plafond et la formation d'eau de condensation donnent à ces galeries une activité morphologique ralentie.

c)-Effondrements et comblements:

Celle-ci peut encore contribuer à les agrandir, essentiellement par effondrement: alors, comme à l'aven de la grotte des Demoiselles, un plafond conforme à la géométrie des strates et des joints se substitue à l'ancien plafond "hydrologique".Mais, le plus souvent, ces galeries tendent à se combler soit en absorbant la couverture des plateaux sous-lesquels elles se développent, terra rossa essentiellement,dans le cas du Causse de Viols-le-Fort dont le karst est réputé pour son encrassement; ou encore, par concrétionnement: draperies de parois et planchers stalagmitiques puissants de la grotte des Demoiselles; minces "macaronis" et excentriques de plafond qui contrastent avec les fortes stalagmites (fait typiquement méditerranéen, mais encore sensible dans les Causses). Dans l'atmosphère hypogée humide de la Clamouse,le "Mondmilch" trouve un milieu favorable qui imbibe certaines parois; toutefois, il signale déjà l'approche de la zone II. Au total,qu'il soit affecté d'effondrements,se colmate ou se concrétionne,le niveau fossile est karstiquement régressif.

2)-La zone "profonde" noyée et les enseignements des
exurgences pérennes:

a)-Sa réalité en pays languedocien :

A l'opposé, la zone III, la plus basse, est la zone noyée. Sa réalité est, aujourd'hui, bien établie pour de nombreux massifs de faible altitude du Bas-Languedoc méditerranéen, notamment par sondages pour recherches d'eau ou de pétrole (Viols-le-Fort, St-Bauzille-de-Montmel, le Pont Trinquat, près de Montpellier-P. DUBOIS :1964). On a de bonnes raisons (tenant, en particulier à la nature du lit du Tarn et de la Jonte) de supposer qu'elle existe dans la partie centrale de la cuvette sédimentaire des Grands Causses et qu'elle intéresse, au moins, la retombée des Corbières orientales, vers les étangs. Outre la preuve par les sondages, elle est directement observable par certaines cavités "regard" et se manifeste par des émergences pérennes. Celles-ci sont rarement pénétrables, surtout dans le domaine des bas plateaux sub-littoraux. Là, des cavités sont plus ou moins durablement émissives: ce sont les "boulidoues" nombreux dans le bas pays; ils tirent leur nom, comme l'on sait, du jaillissement bouillonnant des eaux dont ils sont le siège, véritable phénomène d'extravasement accompagné d'une puissante mise en charge. Leur entonnoir est généralement encombré d'un bouchon de pierrailles. Ils peuvent jaillir jusque dans la plaine bordière des étangs, à partir de masses calcaires fossilisées sous les formations néogènes et pléistocènes, mais dominés, à l'amont, par leur impluvium d'alimentation

On doit définir le bouldou comme "à la fois une émergence et une cavité-regard non pénétrable, hypothétique" (P.DUBOIS :1964, pp.4 et 6).

Mais, le plus souvent, la zone noyée se déduit de preuves indirectes, sur lesquelles nous nous expliquerons, à propos du comportement de la "nappe karstique".

b)-Caractères des eaux de la zone noyée:

Ces masses d'eau considérables, plus ou moins stagnantes dans les zones les plus profondes, médiocrement affectées d'écoulements lents dans leurs couches supérieures, à la mesure d'issues de faibles calibres si on les compare à l'ensemble du réservoir, disposent du temps nécessaire pour épuiser leur capacité de dissolution, elle-même fonction de l'agressivité que leur permettent leur origine et le milieu. Elles montrent, dans l'ensemble de la région, des caractères physiques et chimiques assez constants (H.PALOC :1972). Leur température se tient entre 10 et 14° C. Lorsque l'on obtient des chiffres plus élevés (16 à 20°C, pour les sources de la Gardiole)- P.DUBOIS :1964), c'est l'indice de circulations particulièrement profondes ou de contaminations par des eaux "juvéniles", à proximité des venues de basaltes ou des émissions de gaz carbonique. Des perturbations de sens variables sont introduites par le mélange d'eaux superficielles. D'où les toponymes de: Fontcaude, Fontfroide, Fontfrêche. D'un point de vue chimique, toutes relèvent de la même catégorie générale: le "faciès" bicarbonaté calcique. Les "duretés" sont, à l'ordinaire, moyenne-

ment élevées, pouvant, néanmoins, dépasser 30° hydrotimétrique, selon la nature lithologique du réservoir et, éventuellement de son plancher imperméable. Ceux-ci déterminent, en outre, les caractères secondaires de la minéralisation: chargée en magnésie, dans le domaine dolomitique des Causses et des Garrigues languedociennes occidentales; en sulfates et en chlorures, au contact des marnes à pyrites du Valanginien et de la molasse incomplètement "déssalée"; le caractère saumâtre s'affirme plus nettement encore lorsque le plancher imperméable fait intervenir le Keuper, dans la zone du complexe chevauchant méridional du plissement pyrénéo-provençal, particulièrement pour les Corbières orientales.

c)-Un comportement de nappe :

Ces réserves aqueuses montrent un comportement proche de celui d'une nappe phréatique. Le niveau des cavités "regard" fonctionnant en cheminées d'équilibre, s'élève en concordance avec les crues des émergences et s'abaisse au moment de leur étiage. L'enseignement des opérations de pompage dans le siphon des sources vauclusiennes (Lez, Fontaine de Nîmes) n'est pas moins significatif: après une baisse initiale rapide du niveau, celui-ci se maintient pratiquement pendant toute l'opération (durerait-elle plusieurs jours), pour retrouver assez vite sa valeur primitive, peu après l'abandon de celle-là. Ainsi se trouvent dénoncées d'importantes réserves. Leur présence se traduit encore par une dilution anormale de la fluorescéine et, souvent, un important retard (de plusieurs jours à plusieurs

mois) entre son déversement et sa réapparition aux sources. Toutefois, de la situation d'étiage à celle de crue, les vitesses d'écoulement internes, révélées par ces colorations et s'échelonnant comme de 1 à 10, ainsi qu'on l'a noté, et, d'autre part, les phénomènes de diffluence (karst du Rieumassel s'écoulant, en étiage vers le Lez; en crue vers le Vidourle) prouvent que ce réseau noyé comporte deux systèmes de drains, les uns simples fissures, les autres conduits de grande taille. H. PALOC (1972, p.36) a rappelé que, tant pour les Garrigues que pour les Causses méridionaux, dans la plupart des cas où ces études ont été entreprises, la méthode de décomposition de l'hydrogramme a prouvé "que l'essentiel de l'alimentation des sources pérennes était lié à l'existence de micro-fissures et interstices, rechargés en période de crue et drainés en période d'étiage par les micro-fissures et chenaux de leur réservoir aquifère". Par ailleurs, tentant une évaluation du volume des vides pénétrables connus, ce même auteur les reconnaît "tout à fait négligeables en regard des débits issus des calcaires"; il en conclut: "c'est donc à partir de vides non accessibles à l'Homme que les sources retirent l'essentiel de leur écoulement" (ibid. p.36). Nous devons donc prendre deux précautions terminologiques; d'une part: ne pas confondre réseau de fissures et karst noyé, la première expression ne représentant que l'un des aspects de la seconde; d'autre part: distinguer le milieu souterrain du milieu profond, seul, le second étant imprégné d'eau en permanence.

3)-La zone dite "amphibie" et les enseignements des
émergences temporaires :

a)- Son développement vertical spatialement variable :

Les variations du plan d'eau, dans les cheminées d'équilibre, déterminant la valeur du battement de la nappe karstique, définissent la zone II, dite "amphibie". Son existence, quelquefois contestée, fait, à notre sens, moins de problème que l'ampleur de son développement vertical qui est fort variable: 65 mètres sur le Rieutord souterrain, au Trou Fumant de l'Olivier; 40 mètres sur le Lirou hypogée, à l'aven de la Baraque; 20 à 35 mètres, vers la confluence karstique cachée du Rieu-massel et du Vidourle, dans les grands avens de Sauve (P.DUBOIS, 1964); une quinzaine de mètres pour l'aven de Migayrou, sur le Larzac, au-dessus du réseau souterrain de la Sorgue (H.SALVAYRE, 1968); 1,5 mètre, seulement, à la source d'Inversac (Gardiole), en relation avec le niveau des tempêtes réalisé au voisinage, dans l'étang de Thau. Ce dernier exemple, particulièrement significatif, attire l'attention sur les conditions propres à chaque massif karstique et les modalités de sa mise en charge.

b)-Les émergences temporaires:

Le karst de cette zone est susceptible d'engorgement et d'extravasement, ainsi que nous l'avons vu et comme H.SALVAYRE (1964, 1969) l'a démontré pour le Larzac. Il correspond naturellement au niveau de la plupart des émergences temporaires. Une grande partie de celles-ci sont impénétrables et laissent une

impression de très faible aménagement par les écoulements; ce qui, ainsi que le remarque P.DUBOIS (1964) incite à leur attribuer un temps de façonnement relativement court. D'autres pénétables, conduisent vers des réseaux fort évolués où se juxtaposent cavités d'écoulement libre et sections de conduites forcées, au moins fonctionnelles en temps de crue .

c)- Des rythmes d'activité très dissemblables-
La notion de sous-adaptation climatique :

En effet, les rythmes d'activité de ces ~~convergences~~ temporaires s'avèrent, selon les cas, tout à fait dissemblables. P.DUBOIS (1964) cite l'exemple du bouldou des Chèvres d'Arre, sur le Causse de Montdardier qui ne jaillit, en moyenne, que tous les dix à quinze ans. On est, ici, à la limite du karst semi-fossile. Le confirme le nombre élevé des réseaux explorables, fût-ce au prix du franchissement d'étroitures, laquets et siphons. Le même auteur (ibid.p.6) remarque "... Qu'à chaque émergence, correspond une superficie théorique de 8 à 10 kilomètres carrés". Si les sources pérennes sont plus nombreuses et se réfèrent à un impluvium peut-être quelque peu plus exigü dans les régions de fortes précipitations, tout au contraire, les venues d'eaux temporaires, assez régulièrement réparties, comme on vient de le voir, semblent sans rapport avec la carte des pluies. Quelle que soit, par ailleurs, la jeunesse d'aspect de certaines issues impénétables que le caractère temporaire ou même épisodique de leur activité peut expliquer, l'impression prévaut d'une sous-adaptation climati-

que des circulations actuelles par référence à l'ampleur des réseaux souterrains de ce niveau moyen, sans doute creusés dans une ambiance plus favorable.

D- Les types de niveaux de base karstiques:

Encore, la définition de cette zone II dépend-elle de la nature du niveau de base karstique dont, en concurrence avec le degré de fissuration, dépendent les réserves. De ce point de vue, une classification a été proposée par P.DUBOIS (1964) qui coïncide avec une répartition géographique très suggestive et aboutit à des enseignements significatifs. Nous l'adopterons ici.

1)- Massifs calcaires au niveau de base karstique à substratum imperméable haut perché au-dessus du niveau de base local épigé :

a)- Conditions d'existence de ce type:

Un premier type correspond à des massifs où le niveau de base karstique se réfère à un substratum imperméable, haut perché au-dessus du niveau de base local épigé que représente l'altitude où s'écoulent les vallées subaériennes actives, généralement allogènes. Pareille disposition requiert deux conditions favorables: 1)- des massifs karstifiables dont la puissance n'excède pas 150 à 300 mètres, demeurant ainsi inférieure à l'entaille des coupures d'érosion; 2)- des coupures d'érosion (vallées encanyonnées ou "vallons", au sens caussenard du terme) de très grande profondeur qui ne sont réalisées que par le fait d'organismes hydrographiques importants et seulement dans les secteurs d'exaltation du relief.

b)-Sa répartition :

Ces conditions commandent la répartition de ce type karstique. Il intéresse le pourtour du bassin caussenard, affectant, à la fois, les Avant-Causse et une partie des Grands Causse. Le plancher imperméable, pour les premiers, est fourni par les grès du Trias et du Lias. Cependant, dans les Avant-Causse de l'Ouest, la cimentation calcaire des grès triasiques y autorise quelques percées hydrogéologiques (H. SALVAIRE 1969; P. OLIVON, 1972). Pour les Grands Causse, l'on sait qu'à l'exception du Sud-Est du Larzac où ces couches perdent de leur importance, le niveau de base karstique est déterminé par les puissantes marnes du Lias supérieur (J. CORBEL : 1954 ; E. COULET : 1962); elles affleurent sous la corniche calcaire ou dolomitique, dans tous les "vallons" (Me. de, Séverac, Millau, St-Affrique, Lodève, Nant, Meyrueis, Florac, Valdonnez- le "vallon" du Vigan se rattachant plutôt au deuxième type, d'affinités péri-cévenoles). A cet égard, J. ROUIRE et C. ROUSSET (1971) ont attiré l'attention sur la profonde différence qui sépare les conditions de la karstification de cette couronne causse- narde avec celles du centre du bassin, dans le Méjean, par exemple, où l'empilement des couches calcaires est de 6 à 7 fois plus puissant.

Des dispositions semblables sont beaucoup plus rares dans les Garrigues où elles requièrent des conditions structurales particulières: celles-ci sont réunies dans le cas de synclinaux perchés par inversion du relief; ainsi pour le Valangi-

nien "miroitant" superposé à des faciès plus marneux au Puech des Mourgues et dans la bordure orientale de l'Hortus -Causse de Pompignan.

Pour les Garrigues de Lussan, également affectées par l'inversion de relief, on pourrait s'attendre à la réalisation du même type, du fait, en particulier de la succession stratigraphique subordonnant le Barrémien inférieur marneux au faciès urgonien. Mais une structure anticlinale, renforcée par le phénomène de coffrage, ne permet pas un drainage vers le centre de la combe (G. FABRE : 1972). Celui-ci reste conforme au pendage et les eaux se trouvent, de ce fait, dirigées vers des secteurs péri-anticlinaux où la tranche de terrain calcaire enlevée par l'érosion demeure insuffisante pour que les conditions d'établissement pré-citées du type karstique soient réalisées. Il en va de même, dans la Gardiole, malgré l'isolement de ce massif, pour les eaux circulant au sein des réseaux du Jurassique supérieur qui pend monoclinalement vers le Sud-Est; obéissant à cette indication, elles y rejoignent une nappe qui constitue le vrai niveau de base karstique. Notre premier type karstique n'est, dans l'ensemble, pas réalisé, non plus dans les Corbières orientales, malgré la superposition des calcaires au Trias marneux qui leur a servi de semelle de charriage; là encore, les eaux circulent souterrainement, suivant la pente tectonique, vers la plaine, les étangs et la mer où sont connues des nappes captives sous le toit de dépôts récents. Tout au plus peut-on signaler, conforme aux critères que nous avons définis plus haut, dans la "fenê-

tre" de Feuilla, la source des Bastides, captée au profit de cette localité, à partir d'un petit massif de Muschelkalk dolomitique perché sur les marnes triasiques (S.SOLAGES: 1970).

c)-Hautes émergences à faibles réserves:

Dans les domaines, ainsi définis, où règne ce premier type, les émergences, liées au plancher imperméable, sont situées plus ou moins haut, mais toujours suspendues au-dessus du niveau des grandes vallées ou placées en "bouts du monde", dans des reculées profondes. De ce fait, les réserves restent assez faibles: si les ~~ex~~urgences pérennes ne sont pas inconnues, les sources temporaires sont les plus nombreuses. L'abondance de leurs écoulements est, du reste, placée dans la dépendance directe du climat; d'où la supériorité de l'aire montagnarde sur le pays méditerranéen. La réaction aux incidents météorologiques est fréquemment rapide, ce qui indique des réseaux évolués.

-Quelques-uns sont sous-adaptés et même réadaptés.

Ainsi, dans l'Occident du Larzac, au niveau des gros conduits aménagés dans le Bajocien, la circulation se fait vers l'Ouest, selon une pente induite par le perchement du Causse, au-dessus du "vallon", et contraire à celle résultant de la disposition sédimentaire en cuvette de l'ensemble du bassin caussenard.

-Toutefois, tous les réseaux perchés, ressortissant à ce type, n'ont pas un cachet aussi évolué. Dans le Valanginien du Causse de l'Hortus, l'eau circule généralement à moins de 25 mètres de profondeur, rarement vers 50 mètres, selon de sim-

ples fissures verticales à peine agrandies et, surtout, des galeries subhorizontales, longues de quelques centaines de mètres et larges de quelques mètres, les unes et les autres offrant peu de signes d'évolution et davantage travaillées par érosion mécanique que par corrosion, sans grands témoignages de concrétionnement, çà et là colmatées, cependant, de matériaux "absorbés" qui traînaient à la surface du plateau. L'influence directe des diaclases et probablement des failles (source de Lauret) est sensible (P. DUBOIS : 1972).

- Enfin, avec l'intervention de la dolomie, l'on sait qu'il a été, même dans ce type karstique, mis en évidence des masses d'eau curieusement suspendues (nappes en quelque sorte perchées), ralentissant les écoulements et diluant le colorant. Rappelons brièvement, en effet, que ces calcaires dolomitiques, sans doute davantage grâce à leur porosité et aux poches de dissolution qu'ils présentent, plutôt que par les fissures qui les affectent et qui serviraient préférentiellement de drains directeurs, peuvent contenir d'importantes réserves et les retenir, pour peu qu'ils gardent, en profondeur, une texture assez serrée, leur permettant de jouer le rôle d'un niveau pseudo-imperméable. De telles réserves ont été reconnues par H. SALVAYRE (1967, 1968, 1969 voir, particulièrement pour cette dernière référence, sa carte des "Ressources en eaux du Larzac et de ses bordures") dans le Bathonien de ce Causse, surmontant les gros conduits développés dans le Bajocien (bassin souterrain de la Sorgue) et susceptible d'envahir, le cas échéant, un réseau de fissures,

dans le Jurassique supérieur surincombant.

Le régime de la nappe, ici exceptionnel, prend plus d'importance, dans les autres types karstiques.

- 2)- Massifs calcaires dans l'ensemble peu fissurés mais puissants où le substratum imperméable se trouve situé au-dessous du plan d'eau des vallées épigées :

Un deuxième type est installé en des calcaires, dans l'ensemble peu fissurés, mais puissants, de telle sorte que le substrat imperméable du karst se trouve situé au-dessous du plan d'eau des vallées de surface.

a)- Fissures du voisinage des canyons :

Cette médiocre fissuration, à l'échelle des micro-accidents s'est trouvée révélée par les enseignements des grands sondages pour la recherche de l'eau ou du pétrole; elle vaut pour les massifs suivants: Causses de Campestre et de Montdardier, au-dessus des "vallons" de l'Arre et du Vigan, Séranne, Causse de la Selle et Monts de St-Guilhem. Il ne suffit pas de constater, pour comprendre les faits, qu'il s'agit là de Causses de basse altitude et de très hautes Garrigues, plus élevées que ne le suppose l'expression prise dans son sens écologique usuel; il vaut mieux relever que l'on a affaire à un axe de surrection récente, proche du massif de l'Aigoual et se prolongeant vers le Sud- Sud-Ouest, où les canyons (Virenque, Vis, Hérault, Buèges, Ricourt, Haut-Vidourle) sont vigoureusement inscrits. Or, en bordure des vallées, l'on constate l'existence

d'une marge de fissurations,exceptionnelle, pour ce milieu, particulièrement poussée, à l'opposé de ce qui se passe pour les massifs encadrants,

b)-Surrection récente et fissuration :

Il nous paraît correct de voir, dans cette disposition,les effets d'une décompression brutale, résultant de la rapidité et de la vigueur avec lesquelles ces canyons ont été creusés,en fonction de circonstances climatiques favorables, sans doute, mais essentiellement en réaction au phénomène de surrection récente, mettant en évidence les faiblesses virtuelles que la roche avait héritées des contraintes subies antérieurement et qui demeurent,encore aujourd'hui,inexploitées dans la plus grande partie des massifs en cause. Très probablement,la partie centrale du bassin des Causses, bien que dans une situation structurale très différente,mais parcourue par les grands canyons à creusement rapide (J.CORBEL :1954) du Tarn et de la Jonte, relève de caractères approchants.

c)-La nappe karstique équilibrée par les rivières épiées :

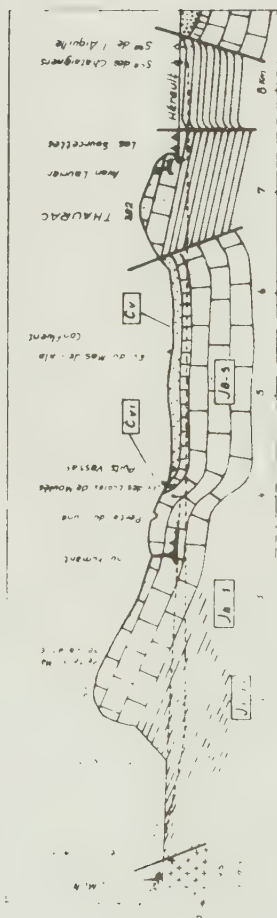
Quoiqu'il en soit, au voisinage de ces canyons, se développe un réseau de fissures qui descend,dans la masse rocheuse,jusqu'à une altitude proche de celle qu'ont atteinte, dans leur creusement,les organismes fluviatiles sub-aériens actifs- et même un peu inférieure . Ceux-ci y équilibrent une nappe qui constitue le véritable niveau de base karstique.

- La situation présente de notables différences suivant que, lors de leur enfoncement respectif, les canyons ont progressé aussi vite que la nappe ou non. Dans cette dernière éventualité se trouvent la Virenque, la haute Vis, la Buèges, le Rieutord. Ces organismes à écoulement temporaire sont, dans leurs périodes actives, soumis à des pertes qui se montrent impénétrables et donc peu évoluées. Mais il serait imprudent, sur le seul examen de ces points d'absorption, de préjuger de l'état de développement des vides souterrains. Des pertes existent très certainement dans le lit des affluents de ces rivières principales; mais elles sont, pour la plupart, inconnues, l'écoulement superficiel concernant ces petits organismes étant trop épisodique, les observations valables exigeraient d'être accomplies en coïncidence exacte avec la période météorologique favorable.

- Sur les rivières principales, après l'assèchement apparent, persiste, pendant quelques temps, un sous-écoulement limité à la nappe alluviale que les riverains rendent sensible, en procédant, au travers du lit, à de petits barrages: les "faïsses" (cf.: Hérault, Vidourle - P. DUBOIS : 1964)

- Les eaux, ainsi perdues, reviennent au jour lorsque le lit parvient au toit de la nappe ou s'enfonce encore plus bas. C'est le niveau des sources pérennes (Hérault, Vis moyenne et inférieure), souvent, mais non toujours, impénétrables. Certaines, comme la rivière souterraine de Clamouse, font la preuve de réseaux évolués, à plusieurs niveaux. Dans ce cas, des réseaux

PERTES DU RIEUTORD



D'après A. Bancal et G. Valat

de fissures prennent place latéralement, au droit des gros conduits, et se développent aussi au-dessous d'eux.

- Ce sont également des systèmes de galeries accessibles à l'Homme qui se développent plus haut, au flanc des canyons, montrant que les progrès du taraudage karstique se sont réalisés par étapes et de haut en bas. Les hautes galeries de la grotte de Clamouse ne sont déjà plus atteintes par le battement saisonnier de la nappe profonde. Citons encore, avec P.DUBOIS (1964): la grotte du Sergent perchée au-dessus de la vallée de l'Hérault, aux environs de St-Guilhem-le-Désert, et l'évent de Rognès, dans le Causse de Montdardier, dominant la vallée de l'Arre. Ce dernier, vaste système d'aspect demi-fossile, a sans doute été capturé par celui, originellement indépendant, de la source de Las Fons, tributaire de l'Arre et sise à l'amont de l'évent, de telle sorte que "l'eau, entre Rognès et Las Fons, circule ... dans une direction opposée à celle de la rivière de surface" (P.DUBOIS:1962,p.50). Ces cavités élevées, quelquefois atteintes par le toit de la nappe et, de toutes façons, conduisant vers elle l'apport direct de leur impluvium, localisent des émergences temporaires qui fonctionnent, en de nombreux cas, comme trop plein.

3)- Massifs calcaires très fissurés dans toute leur extension dont le substratum imperméable est situé au-dessous du niveau des vallées de surface:

Un troisième type karstique est fourni par les massifs, cette fois très fissurés dans toute leur extension, dont le

substratum imperméable est, derechef, situé au-dessous du niveau des vallées de surface,

a)-Localisation préférentielle en zone fortement tectonisée-notamment le complexe chevauchant languedocien :

Il concerne tout l'ensemble du "complexe chevauchant" pyrénéo-provençal et l'essentiel des basses et moyennes Garrigues de la "zone intermédiaire",selon la définition de M.GOTTIS (1957 ,1964),retenue dans un précédent chapitre: soit les entités qui ont subi les efforts de la tectonique compressive pyrénéenne, puis, en ambiance de distension,la fracturation sécante, de direction cévenole et les effets du renversement régional des pentes vers le Golfe du Lion et de la subsidence rhodanienne, savoir: Garrigue nîmoise,"îlots" jurassiques enveloppés de terrains néocomiens (Logrian, Coutach),soubassement berriasien et supra-jurassique de l'Hortus, Causse de Viols-le-Fort, pli de Montpellier. Pour les raisons qui ont été données plus haut, on rattachera à cette liste la Gardiole et les Corbières orientales.

b)-Deux exemples de circulations karstiques indépendantes et superposées:

-L'attribution, à ce troisième type, des niveaux stratigraphiques inférieurs de l'Hortus- Causse de Pompignan, tandis que nous avons rangé le niveau stratigraphique supérieur valanginien dans le premier type, vaut un commentaire. Les calcaires berriasien et jurassiques,puissants d'un millier de mètres, sans autre niveau de base karstique, par conséquent,que la nappe

qui les imprègne, alimentés partiellement par des pertes réalisées aux dépens des organismes fluviatiles dépendant des bassins de l'Hérault (Tourquille) et du Vidourle (Rieumassel), écoulent leurs eaux, comme trois colorations l'ont montré, en direction du Sud-Sud-Est, prenant en écharpe les tracés des rivières sub-aériennes et l'orientation du drainage hypogée du Valanginien pour déboucher, finalement, à la source du Lez. Seules font exception les eaux dirigées vers la Foux de Pompi-gnan, au Nord du Causse, et en divers points de sa périphérie, notamment à l'Ouest, celles que rejettent des avens ordinairement absorbants, lorsque la nappe en crue les atteint et qu'ils fonctionnent, par exception, comme trop-plein. Dans cet ensemble, mises à part quelques galeries "en conduites forcées", disposées dans les horizons supérieurs, il semble qu'on n'ait affaire qu'à une nappe de fissures, morphologiquement peu évoluée et dont témoignent les temps de parcours des colorations (jusqu'à 122 jours pour gagner la source du Lez) - signe d'un aménagement des conduits bien moins avancé que celui du Valanginien sus-jacent (P. DUBOIS :1972). L'Hortus -Causse de Pompi-gnan illustre donc le cas classique de deux masses calcaires superposées mais à peu près indépendantes l'une de l'autre, que sépare un "matelas" de marnes imperméables et de marno-calcaires peu perméables, ces derniers nourrissant faiblement, à la rigueur, l'ensemble karstifié profond, mais demeurant sans rapport avec l'ensemble élevé.

- L'existence de deux masses karstiques superposées est également avérée dans la Gardiole. Là, les groupements compréhensifs perméables du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur sont séparés par les marnes de l'Oxfordien-Argovien. Toutefois, aucune circulation n'étant connue dans le Jurassique moyen, les eaux qui s'y perdent doivent rejoindre un milieu profond encore inexploré; c'est aussi un régime de nappe qui prévaut "à l'aval" des affleurements du Jurassique supérieur, c'est-à-dire au Sud-Est, équilibré par le niveau des étangs sub-littoraux- et, peut-être, les failles qui accidentent ce massif permettent-elles, à notable profondeur, des confluences ignorées entre les deux "aquifères"(P.DUBOIS:1964).Malgré sa complexité,l'on voit bien que nous ne pouvons faire autrement que de classer le massif de la Gardiole, à peu près pour sa totalité,dans notre troisième type.

c)-L'entaille récente des vallées fonctionnelles:

Les karsts de cette famille sont, par définition, définies du fait de l'incision récente des vallées. Parmi elles, il faut compter toutes les petites gorges ouvertes à partir des organismes secondaires qui traversent le pli de Montpellier: Coulazou, Mosson, Salaison,etc...;mais aussi le Lez, à la hauteur de Castelnaud; plus longuement, au travers de massifs calcaires plus variés, le Vidourle et ses affluents Rieumassel et Crieulon; sans oublier le Gardon, la Cèze et l'Ardèche,pour les Garrigues crétacées.

E - Problèmes d'hydro-géologie :

1) - Contact des massifs karstiques avec les terrains encadrants:

a) - Les Karsts mésozoïques barrés :

Pour ce troisième type, les karsts barrés sont fréquents (J. AVIAS et P. DUBOIS :1963 ; P. DUBOIS :1964); barrage assuré par les failles amenant au contact du calcaire des horizons imperméables: failles de Nogarède et de Plantat pour le horst de Logrian; faille de Corconne pour le Coutach; celle des Matelles barre le Causse de Viols-le-Fort, au long de laquelle naît le Lirou; mais incomplètement, sans doute, puisqu'il semble bien qu'une partie de ses eaux parvienne jusqu'au petit massif néocomien du Bois de St-Sauveur; au long de la faille de St-Clément qui le limite à l'Est, R. DUGRAND (1963) a relevé toute une série d'émergences :Miac, Cécelès, Gour Noir, Coulondres, Mas Gentil; sans oublier la source du Lez qui vient environ 500 mètres plus à l'Ouest, à la faveur d'un accident-réplique.

b) - Les sources vauclusiennes (non exclusivement, mais très fréquemment - P. DUBOIS, 1964) sont liées à ces barrages tectoniques. Leur griffon est, en général, peu évolué, en contraste avec le karst qui les nourrit: l'exemple de la Fontaine de Sauve est, ici, classique. La branche ascendante de leur siphon est remarquable par son développement: 32 mètres pour le Lirou; 40 mètres pour le Lez. Le premier se désamorce en été; non le deuxième qui écoule quelques 600 l/s. à l'étiage, contre $15\text{m}^3/\text{s.}$ en crue. Au contraire des galeries semi-fossiles haut-perchées,

ces deux issues de karst profond et développé ont un régime où la pluviosité compte davantage que la condensation. L'on a vu que cette dernière n'était pourtant pas négligeable à Miac, Cécelés et Coulondres (P.DUBOIS, 1957).

c)-Types variés de contact- Passage aux nappes captives de l'aval-pays:

Le contact des Garrigues mésozoïques et des formations tertiaires offre, d'un point de vue hydro-géologique, des conditions remarquablement variées, selon les faciès et l'éventuelle intervention des accidents tectoniques. Avec le Tertiaire ancien, des failles intervenant, l'on retrouve le phénomène du karst barré, comme le démontrent les sources de Puéchabon, Méjeanne, Sauvgras et Murles (feuille de Montpellier-R.DUGRAND : 1963). Mais ce n'est nullement un cas général. La source captée d'Aniane écoule les eaux en provenance des calcaires lutétiens, ployés "en genou", sur la bordure orientale de ce bassin; son débit, toutefois, rend probable un supplément d'alimentation tiré des Garrigues jurassiques qui s'étendent à l'Est. L'approvisionnement de formations néozoïques, à partir des massifs de calcaires secondaires surincombants, est, du reste, très fréquent, dans le domaine sub-littoral, en particulier, où s'étendent largement les voiles transgressifs néogènes. Dans la plaine de Montpellier, les sables astiens tirent une partie de leur eau des calcaires jurassiques et néocomiens, affleurant plus au Nord (P.COMBES : 1970). Les sables helvétiques du "bassin" de Caves-Lapalme, sont parcourus par une nappe circulant de l'Ouest vers l'Est, comme

l'ont prouvé divers forages entre 30 et 75 mètres et doivent une partie de leur richesse aux Corbières orientales (S.SOLAGES: 1970). Il s'agit, d'ailleurs, d'une nappe captive. Dans ces niveaux stratigraphiques, elle n'a rien d'exceptionnel: l'on en connaît deux superposées que séparent les marnes helvétiques au Nord-Ouest de l'étang de Thau; la plus élevée, phréatique à l'amont, passant sous un toit de marnes plaisanciennes vers le littoral (Pinet); l'inférieure, contenue dans un cailloutis quartzeux, montrant même un "artésianisme" de 4 à 5 mètres, vers l'ancienne métairie du Sesquier (feuille de Pézénas- voir: F.JAHANBAKHCH: 1969).

2)- Réserves des massifs calcaires tectoniquement ou épirogéniquement abaissés- Les enseignements des sondages :

Vers l'avant-pays, par conséquent, au phénomène de la nappe barrée, tend à se substituer celui de la nappe captive. Il s'accorde avec l'existence de réserves importantes dans les massifs calcaires -épirogéniquement ou tectoniquement abaissés. Quelques exemples significatifs en soulignent la réalité. Ainsi, au Sud-Ouest de la Montagne de la Clape, le petit pointement urgo-aptien du Roc de Conilhac, cerné d'alluvions, est, en outre, auréolé de griffons actifs; vue l'exiguité extrême de sa surface réceptive, il est bien évident qu'il s'alimente à une nappe en provenance de la Clape, avec laquelle il communique, sans solution de continuité (S.SOLAGES :1970). Dans la plaine de Caves-Lapalme, entre 78 et 98 mètres, les sondages ont trouvé les cal-

caires et les dolomies, figurant le prolongement souterrain des Corbières orientales, imprégnées d'eau (ibid.). Même type de renseignement fourni par le sondage du Pont Trinquat (feuille de Montpellier-cf. P.DUBOIS :1964). Surtout, les recherches pétrolières, codées "Pézenas II et III", ont rencontré, entre 700 et 900 mètres, dans les formations du Jurassique moyen et supérieur, une nappe captive, avec une température de 33°C et 75° C, dotée d'un "artésianisme" de 40 mètres, dont l'alimentation, sans doute poursuivie sur une longue période géologique, semble être en provenance des 130 kilomètres carrés d'affleurements perméables de l'extrémité Ouest de l' anticlinorium de Montpellier, auxquels on ne connaît guère d'issues, hormis la source de Veyrac et une contribution probable au débit d'Issanka (feuille de Sète); contribution que suggèrent, pour cette source, des températures plus basses que celles des eaux ordinaires de la Gardiole (P.DUBOIS :1964 et F.JAHANBAKHCH :1969) .

3)-Mise en équilibre des eaux karstiques avec les nappes lagunaires et les eaux marines :

Lorsque les eaux, contenues dans ces karsts déprimés par le mouvement de subsidence vers le Golfe du Lion, entrent en contact avec celles des étangs, un nouveau phénomène de barrage se produit où joue la différence de densités; c'est le cas au Sud de la Gardiole (Inversac, Cauvy); l'eau douce y forme pellicule au-dessus de l'eau saumâtre" qui doit s'avancer comme un coin, en direction du massif". En étiage, l'eau douce, même faiblement mise en charge par l'amont, s'écoule normalement aux

Karst souterrain du bord de mer noyé par la transgression
flandrienne : stalagmites "méditerranéennes" typiques
atteintes par la remontée du plan d ' eau .



d ' après un cliché de P . Verdeil - 1959 .

sources. En crue, la remontée générale du système amène l'eau salée au niveau des griffons, "fait général pour toutes les sources de ce type (B. GEZE :1938 ; P. DUBOIS : 1964). Toutefois, ce phénomène ne se rencontre ni très loin à l'intérieur des terres, ni, bien entendu, trop haut au-dessus du zéro actuel. C'est ainsi que le gouffre d'effondrement de l'ENTL. Doux (Montagne de la Clape -feuille de Narbonne), à un kilomètre seulement des dépôts flandriens bordant l'Etang de Pissevaches et dont le niveau liquide n'est qu'à quelques mètres d'altitude, donne sur un écoulement souterrain non chloruré comme l'indique son nom (P. VERDEIL :1959, pp.89-90).

4)-Comportement de la nappe karstique :

Cette situation singulière attire tout particulièrement l'attention sur le comportement de la nappe profonde.

a)-Surface d'équilibre :

Il a été bien étudié dans le petit massif de Logrian (feuille d'Anduze), en vue d'établir le projet d'un barrage, sis à la Rouvière, sur le Crieulon. Cette rivière traverse entièrement le petit karst barré pré-cité, sans grandes pertes, justement parce que, au contraire du Vidourle voisin, elle circule au niveau de la nappe et non au-dessus. Toutefois, un écoulement, venu du massif, se fait vers l'aval, à l'occasion d'une intersection de failles: d'où l'émergence du Plantat. Divers forages entrepris sur les versants droit et gauche de la vallée du Crieulon ont rencontré l'eau, indifféremment, dans les cal-

caires massifs du Kimméridgien -Portlandien et dans les niveaux plus marneux du Séquanien sous-jacent. "La nappe aquifère est donc liée aux fissurations de la roche, et non à sa lithologie". Elle ne paraît pas, ici, comporter le remplissage de grandes cavités, mais seulement envahir un réseau de fissures. Son niveau coïncide avec le lit de la rivière dans l'axe du thalweg, puis s'élève, de part et d'autre, de quelques mètres, pour des distances latérales de l'ordre de 50 à 60 mètres, et plus vite du côté du flanc Ouest, plus abrupt, que du côté du versant Est, plus doux. Cette inclinaison irrégulière du toit de la nappe qui semble imiter à distance, quoique sans exactitude, les irrégularités de la topographie, rapproche le comportement de la première "du type phréatique existant dans les sables et les grès" (J. AVIAS et P. DUBOIS, 1963, particulièrement, p. 70).

b)-Difffluence karstique :

L'un des phénomènes les plus suggestifs, concernant les nappes profondes, est celui de la difffluence karstique. Il a été mis en lumière au niveau du réseau du Rieumassel, lors des travaux précisant l'étendue de l'aire d'alimentation de la source du Lez. Contrairement à de vieilles hypothèses, cette source ne reçoit aucun apport cévenol: on ne trouve, dans ses alluvions, ni micas, ni barytine qui dénonceraient cette origine (P. DUBOIS : 1957). Il n'y a pas lieu, non plus, d'envisager une résurgence à partir de la gorge de l'Hérault qui ne possède pas de pertes notables. Par contre, une coloration effectuée au point d'absorption temporaire de Vedel, dans le lit du Brestalou de Claret, est

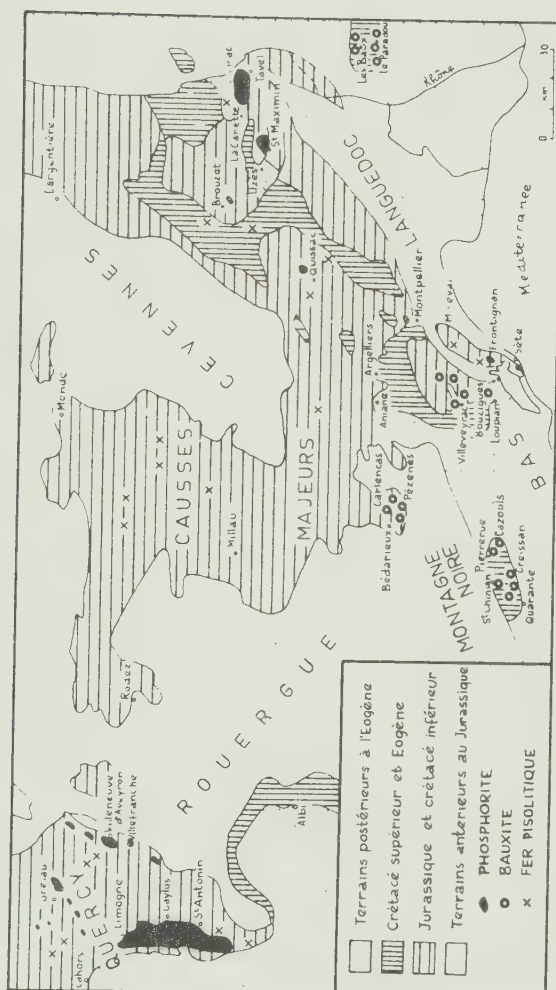
réapparue à la source du Lez, au bout de 13 jours; et, en Juin 1961, celle du ruisseau d'Artigues, affluent du Rieumassel a connu la même destination, dans un délai de quatre mois. Il s'agit donc d'une circulation lente d'étiage, dans un réseau noyé qui s'étend sur près de 25 kilomètres de long, selon une direction subméridienne, recoupant sous un angle faible, l'alignement des failles de Corconne et des Matelles (P. DUBOIS : 1962). L'on sait qu'en crue, le système souterrain du Rieumassel se déverse vers le Vidourle, à la Fontaine de Sauve, suivant des délais beaucoup plus courts, donc grâce à des conduits de plus fort calibre. Il ne s'agit pas, en conséquence, d'un simple réseau de fissures, même très étendu, dans le style de l'exemple précédent, mais bien d'un karst noyé fort complexe, ce qui plaide en faveur d'une certaine ancienneté du taraudage souterrain.

F - Problème de l'âge du karst hypogée :

Nous sommes donc conduit au problème de l'âge du karst hypogée qui est intimement lié aux circonstances déterminantes de sa création ou, tout au moins de son aménagement par les courants aqueux actuellement fonctionnels.

1) - Existence de phases de karstification anciennes :

L'ancienneté d'actions karstiques dans le cadre du Languedoc-Roussillon est facile à établir. Mais, à notre sens, on n'en saurait déduire valablement que le développement principal des réseaux souterrains remonte très haut, dans le passé géologique. C'est ce que nous allons tenter de démontrer.



PHOSPHORITES ET BAUXITES DE LA BORDURE MERIDIONALE DU MASSIF CENTRAL d'après B. Gèze (1940)

a)-Le karst de la bauxite :

Sans remonter au-delà, on ne peut manquer de rappeler le karst de la bauxite qui nous a laissé quelques formes géantes (doline du Mas Neuf sur le plateau de la Boissière, en pays montpelliérain; poches profondes du Causse de Bédarieux). Mais ce sont là des formes de surface; qu'elles supposent un certain drainage souterrain n'est pas douteux (voir notre chapitre I); reste que, sous la "plaine de niveau de base" où la bauxite s'est formée et a évolué par diagenèse, il est difficile d'admettre la création de réseaux hypogés aussi profonds que ceux dont nous devons rendre compte.

b)-Des phosphorites, signalées par B.GEZE (1940), témoignent d'une phase paléogène de karstification. Ces vestiges corrélatifs souterrains n'occupent pas, par rapport à la topographie des plateaux sous lesquels on les rencontre, une position très basse, même compte tenu des retouches dues à l'érosion aréolaire épigée depuis leur mise en place. Du reste, il se peut que certains d'entre eux donnent lieu à des révisions paléontologiques qui les "rajeunissent". C'est justement des progrès de la connaissance paléontologique des petits animaux qu'on doit attendre des précisions chronologiques plus fines.

Il faut donc, à la fois, admettre des phases anciennes de taraudage et ne pas exagérer leur influence. Nous avons, dans les chapitres qui précèdent, envisagé la possibilité d'une karstification, d'ailleurs peu développée, concernant les "monadnocks", lors de leur perchement stampo-aquitainien, au moment où

s'esquisse, à leur pied, la "surface fondamentale".

2)-Surfaces d'aplanissement et karst souterrain :

C'est à partir de la création de cette surface que l'on doit, nous semble-t-il, placer l'essentiel du forage des réseaux souterrains. C'est là l'occasion de préciser les relations génétiques de celle-là et de ceux-ci. Nous ne croyons pas, comme P.GEORGE (1938) l'a proposé autrefois, que chacun des gradins des surfaces étagées languedociennes ait servi de niveau de base à la karstification des massifs immédiatement sus-jacents. En réalité, cette conception se réfère à une interprétation davisienne et eustatique, tout ensemble, de nos paysages régionaux. Elle accorde une importance décisive aux oscillations du niveau de base général, du reste davantage reconstruites à partir de l'étagement des topographies continentales que reconstituées grâce au témoignage, parfois défailant, des dépôts marins. La pétition de principe est évidente. Mais, en outre, l'influence eustatique s'y trouve étendue dans un vaste hinterland, bien au-delà du domaine littoral où il est légitime de reconnaître ses effets; or, l'analyse que nous avons effectuée des surfaces et de leurs déformations nous a montré, au contraire, le rôle des niveaux de bases locaux. Par ailleurs, relativement à la progression verticale de la dissolution au sein des massifs calcaires, pareille conception ne tient pas compte de la réalité des nappes karstiques, lorsqu'aucun plancher imperméable assez haut placé n'intervient. Leur comportement quasi-phréatique doit conduire à réserver un rôle de choix au volume montagneux de

l'impluvium qui les nourrit. De lui dépend, en effet, la profondeur jusqu'à laquelle ces nappes tendent à aménager le réseau des joints qui les contient. Pas davantage, il n'est tenu compte des possibilités de développement latéral offertes à ces nappes, gagnant, d'un bloc surélevé tectoniquement, le panneau abaissé voisin pour peu que les failles n'entraînent pas le phénomène du barrage marneux (Clamouse, réseau du Lez en amont de sa source). Pour nous, la karstification des "monadnocks" résulte de leur dénivellation-même, au-dessus du niveau de base local, comme la relative discrétion qui l'affecte s'explique par l'exiguité où se réduit leur impluvium. Pour la "surface fondamentale", nous ne la voyons que comme une aire d'absorption, mais, cette fois, très étendue, à partir de laquelle se sont enfouies les eaux, depuis le Néogène. Quelques formes, fossilisées par la molasse, sur le piedmont de la Gardiole (Trou des Chasseurs) et dans les Corbières orientales (Combe Redonde), prouvent, en effet, que les processus de dissolution, impliquant un certain drainage souterrain, restent actifs; et cela, justement, dans la zone littorale où la tectonique fini-oligocène et les oscillations du niveau de base marin néogène combinent localement leurs effets. Toutefois, il n'est guère concevable que dans l'intérieur, hors par conséquent de ces quelques points privilégiés, à la même période où tout dénonce des topographies effacées et des rivières s'y inscrivant faiblement, un karst hypogée ait pu se développer très bas dans la masse des calcaires, du moins antérieurement au Pontien .



- | | |
|---|--|
|  | Terrains cristallins et métamorphiques |
|  | Paléozoïque |
|  | Mésozoïque à dominante calcaire |
|  | Tertiaire |
|  | Quaternaire |
|  | Percées hydrogéologiques |
|  | Axe approximatif de culmination néogène et récente |

3)-Les enseignements des percées hydro-géologiques:

Cette possibilité apparaît, au contraire, entre le début du Pliocène et la fin du Quaternaire ancien. Nous retiendrons, ici, les enseignements des circulations souterraines connues, aménageant les cavités à leur usage, lors même qu'une partie de ces réseaux serait héritée. Certains de ces courants hypogées peuvent être reportés sur la carte avec précision grâce aux relevés effectués par les spéléologues; pour d'autres on dispose des signes qui dénoncent, à la surface, leur tracé profond: avens, pour le Lirou souterrain (P.DUBOIS :1964), dolines, pour la perte du ruisseau du Bonheur au-dessus du Bramabiau. Dans la plupart des cas, il est vrai, on devra se contenter du vecteur tout théorique des "percées hydro-géologiques", obtenu par la technique des colorations. Malgré leur imprécision, de tels tracés suffiront à notre raisonnement. Le relevé, sur la carte, des résultats actuellement acquis permet le classement suivant:

a)-Percées guidées par la structure :

D'une part, les types de circulations qui obéissent strictement aux indications de la structure: divergentes dans les dômes (Garrigues de Lussan, selon G.FABRE :1969,1972);convergentes dans les cuvettes (Ouest de l'Hortus -Causse de Pompi-gnan,pour le Lamalou hypogée,selon F.DUBOIS :1972);alignées sur les failles-drains (soutirage des eaux du poljé de Carnac par la faille drainante de Ste-Enimie, selon J.ROUIRE et C.ROUSSET :1971);interrompues par les failles-barrières (Cas de la

faille de St-Clément, cité par R.DUGRAND: 1963). Dans le détail des réseaux, P.VERDEIL (1959) a montré comment les eaux s'adaptent à la géométrie des interstrates et des diaclases, avec quelques "déviations" latérales et verticales pour les systèmes de la Courounelle et de la Cesse, dans la région de Minerve où les strates sont peu dérangées. Dans l'espace pré-pyrénéen, au sens large, du fait du redressement des couches, les interstrates sont fréquemment verticales ou obliques. Selon les cas, elles conservent leur rôle directeur (Traouc de Millières, dans la Clape) ou les diaclases prennent le dessus (Vigne Vieille, Corbières). Pareilles dispositions apportent présomption de jeunesse pour ces réseaux.

b)-Percées commandées par les coupures d'érosion:

D'autre part, certaines circulations hypogées sont influencées par les coupures d'érosion .

Nous avons noté, à propos de la cuvette caussenarde, le renversement du drainage qui s'effectue, en faveur de certains "vallons" et des cas de captures hypogées, comme celle de l'évent de Rognès par l'exurgence de Las Pons.

Mais il y a plus: comme tend à le montrer l'exemple de la gorge du Crieulon, dans le petit massif de Logrian (J.AVILIS et P.DUBOIS :1963) et comme il ressort des travaux de G.FABRE (1969, 1972) sur le massif de Lussan. Bien que ce dernier n'ait pas dégagé explicitement cette conclusion, la comparaison des écoulements karstiques qui se font vers l'Ouest

(c'est-à-dire vers le barrage amont des marnes oligocènes du fossé d'Alès) et vers le Nord (soit, en direction du canyon de la Cèze), la présence d'un thalweg profondément creusé, à écoulement épigé pérenne a pour effet d'ordonner la surface de la nappe, d'en régulariser, en quelque sorte, l'inclinaison et, par conséquent, le débit.

Or, nous savons que les coupures d'érosion qui manifestent, ainsi, leur influence sur le fonctionnement et le développement du karst souterrain, ne remontent, pour la plupart, qu'au Plio-Quaternaire et, dans quelques cas, au Pontien.

c)-L'influence de la pente régionale induite par le diastrophisme plio-quaternaire :

Enfin, dans les Corbières orientales, dans les Causses de Campestre et de Blandas (Vis et Virenaie souterraines), dans les Garrigues péri-caussenardes (eaux de la région de la Vacquerie conduites à la grotte de Clamouse et à la source du Drac), dans le pli de Montpellier (nourrissant Issanka), les courants souterrains suivent la pente régionale induite par le diastrophisme néogène et pléistocène ancien, représenté par les deux crises du Pontien et du Villafranchien inférieur, associées aux déformations d'ensemble (épirogéniques) relevant la montagne et abaissant l'environnement du Golfe du Lion. Cette tendance peut être favorisée par les pendages, comme pour le réseau du Rieu-tordé souterrain, sur la bordure Nord du synclinal de Ganges ou, encore, dans les panneaux des terrains jurassiques supérieurs de la Gardiole Sud orientale. Elle peut, ailleurs, l'emporter

sur les obstacles apparents de la structure: ainsi, pour les eaux du pli de Montpellier, franchissant le fossé de Montbazin-Gigean ou pour celles des Corbières alloctones, gagnant les calcaires oligocènes du Cap Leucate (P.VERDEIL:1959,S.SOLAGES : 1970).

4)-Un karst souterrain plio-quaternaire:

Ces dispositions comportent leur leçon. Sans nier un certain polygénisme du karst souterrain, signalé par R.DUGRAND (1963) et dont nous avons relevé quelques traits ci-dessus, nous tenons que l'essentiel du travail d'évidement hypogée (réalisé par élargissement progressif des cavités, de plus en plus bas dans les masses calcaires) prend place lors du creusement des canyons, des vallons caussenards, des bassins des Corbières, et des Garrigues, c'est-à-dire au Plio-Quaternaire. C'est l'opinion soutenue par P.DUBOIS dans l'ensemble de ses publications; nous y voyons, pour notre part, une réponse au diastrophisme régional qui a déformé la "surface fondamentale". Il s'agit donc d'un karst ayant quelque ancienneté, en un sens, puisque inadapté, par rapport à une topographie sub-aérienne sans cesse retouchée, comme on l'a vu; et souvent sous-adapté, si l'en rapproche les volumes des écoulements actuels de ceux de certaines cavités. Néanmoins, ce karst demeure assez récent, eu égard à la durée géologique, pour justifier les signes de jeunesse que l'on a notés.

a)- Références climatiques:

Le travail de taraudage a exigé une alimentation

suffisante. Dans le laps de temps considéré, on relève, effectivement, des périodes climatiques favorables : l'Astien inférieur et moyen, chaud et humide; les moments des "Interglaciaires" dotés de précipitations suffisantes; le froid humide de certaines périodes pluviales ou périglaciaires. Il est vrai qu'elles sont coupées de séquences défavorables: fin de l'Astien et Villanchien ancien ~~sec~~ - arides, occurrences chaudes et sèches au coeur des "Interglaciaires", froid sec fréquent au Quaternaire récent. Mais, lors même de ces phases de moindre alimentation pluviale, il ne paraît pas (après référence à la situation actuelle) que le processus d'alimentation par condensation ait été interrompu.

b) - Justification diastrophique des trois types
de niveaux de base karstiques:

La glyptogenèse qui justifie, à la fois le creusement des canyons et le taraudage du karst a donc des raisons climatiques; elle est aussi influencée par le diastrophisme plio-pléistocène; ce dernier manifeste des rythmes qui lui sont propres, comme on l'a vu; néanmoins par comparaison avec les oscillations climatiques, ses tendances s'avèrent plus constantes et ses effets continuent de se développer encore longtemps après que l'essentiel des réseaux souterrains ait été évidé.

On lui doit, à la correction près qu'introduisent les variations d'épaisseur des sédiments perméables, les trois types karstiques que nous avons décrits, après, P. DUBOIS (1964). Les karsts à plancher imperméable affleurant au-dessus du niveau des

canyons et les karsts à vallées de surface perchées au-dessus de nappes de fissures plus ou moins exiguës et limitées au voisinage de l'évidement des canyons, se situent majoritairement dans des zones de mouvement positif plio-quaternaire; les karsts noyés de grandes nappes atteintes par l'incision des rivières épigées, se trouvent en milieu relativement déprimé, sinon subsident. De ce point de vue, la véritable classification ne se fonde pas sur les régions naturelles classiques (Grands Causses, Bas-Languedoc méditerranéen, Corbières), mais, les recoupant et les regroupant, sur la répartition des "types karstiques", telle que nous l'avons établie ci-dessus. L'impression d'homogénéité régionale que nous avons relevée se justifie donc. Le karst souterrain apparaît beaucoup moins influencé que les formes de la dissolution superficielle par l'altitude absolue qu'on aura garde de confondre avec la dénivellation que crée l'entaille des rivières épigées. Certes, nous avons conclu, en ce qui concerne ces formes superficielles que la plupart d'entre elles sont attribuables au Quaternaire: l'ensemble de cette ère pour les poljés; et plus particulièrement les dernières phases du Quaternaire récent pour les dolines, les lapiés et aussi les avens dont certains, même, sont actuels. Cette coïncidence incomplète ne saurait faire illusion: étant donnés le défaut de solidarité génétique et, d'ailleurs, la différence d'échelle entre les formes superficielles et les phénomènes souterrains, il est vain de rechercher, entre eux, un synchronisme précis.

c)-Justification des karsts noyés par la mer :

A notre sens, c'est encore essentiellement le diastrophisme plio-quaternaire qui rend compte des réseaux noyés par la mer. P.VERDEIL (1959) en a donné une liste minutieuse:

1)-de 0 à + 1mètre : pour la Clape et ses entours: sources de l'île St-Martin, de Verre, de la grotte de l'Ancre, de Périmond, de la Nouvelle; pour la Gardiole :Inversac.

2)-de -5 à -10mètres : pour la Clape:Exals et divers griffons en mer; à Lapalme; à Font-Dame, près de Salces; pour la Gardiole: la Madeleine.

3)- -30 mètres :l'abyssé de l'étang de Thau.

4)- -40 mètres et davantage: Exals I et Font Estramar.

La plupart des hydro-géologues font ici intervenir l'eustatisme (P.VERDEIL :1959; P.DUBOIS : 1964). Nous admettrons bien volontiers que la transgression flandrienne ait envahi les cavités,au voisinage et au niveau des sources pré-citées.

Mais nous ne les suivrons pas lorsqu'ils accordent une importance extrême aux régressions qui ont précédé. Chacune de celles-ci aurait induit une vague d'érosion régressive de grande ampleur verticale,fort loin dans l'hinterland;ainsi s'expliqueraient :les canyons,le développement des réseaux de fissures à leur niveau et du même coup,les conduits s'organisant,l'importance de la branche ascendante des siphons aux sources vauclusiennes. En réalité,toute l'évolution quaternaire de nos vallées, comme on le verra dans le chapitre suivant, dément ce type de justi-

fication; et, d'ailleurs, la largeur de la Planasse et sa faible pente ne permettent pas de rendre crédible, en période de bas niveaux marins, une puissante vague d'érosion régressive qui se serait étendue largement dans l'arrière-pays. Les canyons sous-marins au modèle desquels l'érosion fluviatile a peut-être collaboré (mais au Pontien) n'intéressent pas la plateforme continentale, mais seulement son talus externe. Sur la plateforme elle-même, une dalle de grès, attribuée à une période assez ancienne du Quaternaire, ne paraît pas avoir été entaillée. Faire appel à l'eustatisme à une pareille échelle revient à accepter un type de corrélation aujourd'hui reconnu erroné entre profils et terrasses fluviales, d'une part, et niveaux de rivages marins, de l'autre. Il n'est, du reste, pas nécessaire d'y avoir recours. Nous avons déjà noté qu'en raison de son caractère quasi-phréatique, la nappe karstique est dans la dépendance du volume montagneux: elle s'élève d'autant plus haut, au sein des calcaires fissurés, mais aussi, elle y descend d'autant plus bas que ce volume est important. Or, le volume montagneux relève du mouvement d'ensemble régional dans le haut pays; mais encore, et particulièrement dans le bas pays, du creusement plio-quaternaire des vallées et des "bassins" de Garrigues. C'est aussi ce creusement récent des "bassins" qui rend compte du caractère morphologiquement peu évolué des griffons fonctionnels, sans doute fort jeunes.

En fin de compte, en soulignant, une fois encore, l'importance du diastrophisme récent et en attirant secondairement l'attention sur les paléo-climats qui leur sont contemporains, l'analyse des karsts du Languedoc-Roussillon constitue une bonne introduction à l'étude des phénomènes propres au Quaternaire de ces pays.

CHAPITRE V

LE MODELE QUATERNAIRE : FORMES ET DEPOTS -

Nous avons déjà évoqué la paléogéographie des temps quaternaires, à propos du "destin" des surfaces d'érosion demeurées longtemps exposées aux agents météoriques, depuis leur formation ou depuis leur exhumation; et, encore, à propos de l'établissement des réseaux hydrographiques, dans leur forme actuelle, problème lié au karst, il importe, maintenant, d'en prendre une vue plus synthétique.

I - LE PROBLEME DE LA LIMITE DU PLIOCENE ET DU QUATERNAIRE -

Le Quaternaire ancien :

Un repère commode: les couches à Potamides Basteroti:

Le premier devoir, tant du point de vue de la méthodologie que de l'établissement pratique de la carte dont le présent ouvrage pourrait éventuellement servir de commentaire, est de fixer une limite plio-quaternaire qui soit claire, significatif, régionalement homogène et acceptable par référence aux grands ensembles avoisinants. Se conformant aux recommandations du Congrès géologique de Londres de 1948, P. BOUT (1960), en Velay, montrant l'intérêt climatique du Villafranchien, nous induit à l'inclure, à notre tour, dans l'ère quaternaire. Mais nous ne saurions nous contenter de reporter directement, des feuilles géologiques à notre carte, les cailloutis qui y sont notés sous cette appellation, car ils ne se montrent pas

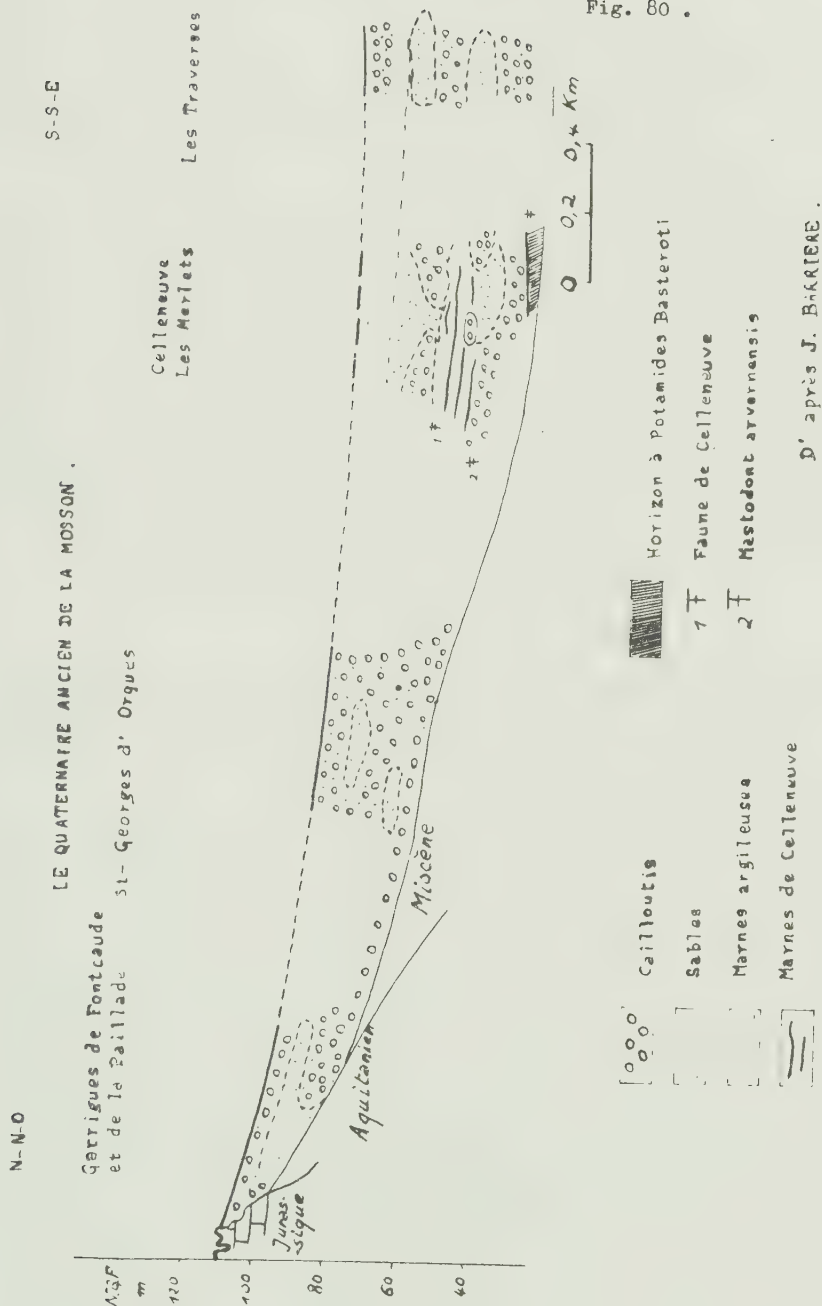
exactement synchrones. Près de Perpignan, les couches d'En-Vacquer offrent le passage du Pliocène s.s. au Villafranchien. Ce dernier étage, en Biterrois, se divise, classiquement, en deux niveaux: le plus ancien comporte encore Mastodon arvernensis (p^{1a} de la feuille géologique au 1/80 000ème); le plus récent (Riège) inclut Elephas meridionalis, Bos et Equus sp. et incorpore des éléments volcaniques; P. DEMANGEON (1959) l'attribuait au Saint-Prestien. Par rapport aux cailloutis du Biterrois, les quartzites rhodaniens qui ravinent les marnes supra-astiennes de la Bégude de Saze, semblent relativement élevés. Du reste, dans l'ensemble de la Costière, il a été progressivement établi que ce même cailloutis rhodanien se répartissait, dans le temps, en plusieurs nappes et récemment montré (J. BARRIERE et C. TONI: 1972) qu'il surmontait, au Sud de cette entité, des cailloutis locaux, gardoniens et duranciens, quelque peu antérieurs. Plus profondément engagé dans le monde des Garrigues, il est difficile de situer exactement le "Villafranchien cévenol", essentiellement quartzeux, perché en lambeaux isolés au-dessus du Gardon et de la Cèze. A plus forte raison, lorsqu'il s'agit des débris épars, cailloutis siliceux plus ou moins bien roulés, pisolithes ferrugineux généralement remaniés, sables à minéraux lourds "ubiquistes" essentiellement en provenance du Massif Central -et à quartz frais ou "satinés" qui saupoudrent, depuis longtemps repérés, mais rarement cartographiés, les plateaux de la région, en particulier ceux du pays montpelliérain jurassique. Leur attribution au Villafranchien est très acceptable mais doit être commentée:

en provenance de couvertures diverses de nos Garrigues (fini-crétacées, éocènes, oligocènes), sans qu'on puisse, pour autant écarter toute adjonction d'éléments frais, ils ont été libérés des formations qui les retenaient prisonniers et remobilisés à l'aube des temps quaternaires, avant le creusement décisif des vallées au-dessus desquelles ils demeurent aujourd'hui suspendus; à moins qu'ils n'aient été pris au piège du karst superficiel ou profond, au cours de cette remise en marche (P. DEMANGEON, G. FABRE, H. SALVAYRE :1972). Cette diversité explique le bon accueil que nous avons cru devoir faire à la solution proposée par J. BARRIERE et J. MICHAUX (1970) dans le cadre d'une chronologie longue du Quaternaire: nous croyons devoir faire commencer ce dernier au-dessus de la couche des marnes à Potamides Basteroti.

-Intérêt paléogéographique de la "coupure" choisie :

Et pas seulement pour des raisons de clarté et d'homogénéité, mais aussi parce que cette coupure est, en soi, significative. Etudiant les faunes de Rongeurs et autres micro-Mammifères, J. MICHAUX (voir: J. BARRIERE, H. CAPPELLTA et J. MICHAUX, 1970) a rappelé que ces dernières ont, dans le Midi de la France et en Espagne, à l'Astien, un caractère endémique qui témoigne "d'une différenciation biogéographique de l'Europe, au Pliocène". Mais ce caractère s'atténue dans la partie supérieure de la zone de Perpignan. Même remarque au gisement de Vendargues et à celui, moins riche, de Celleneuve, à l'approche de l'horizon à Potamides Basteroti. Il y a là le signe d'une oscillation cli-

Fig. 80 .



matique légère.

-Valeur démonstrative des gisements des environs de
Montpellier et de Lunel :

La région sub-littorale qui s'étend de Montpellier à Lunel, avec un prolongement en Costière méridionale, est extrêmement propice à la mise au point de la stratigraphie du Villafranchien l.s., comme l'ont montré divers travaux récents (H.ARNAL:1970; H.ARNAL, J.BARRIERE, J.M.LAPORTERIE et J.MICHAUX-Collab.J.L. MERCIER :1970; J.BARRIERE, H.CAPPETTA et J.MICHAUX: 1970; J.BARRIERE :1971; J.BARRIERE et J.MICHAUX :1968; J.BARRIERE et J.MICHAUX :1970; J.BARRIERE et C.TONI :1972 ; nous l'utiliserons, en outre, pour caractériser les formations en cause dont l'intérêt paléogéographique est certain .

A- Le cône de la Mosson et la base du Villafranchien ancien l.s.:

1)-Niveaux à Potamides Basteroti et variations de la ligne de rivage:

Les niveaux à Potamides Basteroti sont depuis longtemps connus dans l'Ouest immédiat de Montpellier, au pont où la D.132 franchit l'ancienne voie ferrée, non loin du château de Bionne. Ces marnes, a-t-il été noté, se répartissent souvent en deux horizons que séparent des dépôts d'eaux douces et, quelquefois, des sables continentaux. Ils ont, d'ailleurs, des équivalents à faune saumâtre ou sursalée, mais sans Potamides, tandis que d'autres passages latéraux témoignent de faciès plus franchement marins (Ostrea Virletti et Ostrea cucullata). Ce complexe fait

donc, à la fois, la preuve de la variété des milieux littoraux et d'une certaine mobilité de la ligne de rivage. Forcément plus récents que les dépôts astiens, les niveaux à Potamides Basteroti ont été classiquement interprétés comme exprimant l'amorce de la régression qui a marqué les temps quaternaires dans leur ensemble, quels que soient, par ailleurs, dans leur détail et jusqu'à nos jours, les mouvements d'oscillation du niveau marin (G.DENIZOT :1952). Or, il apparaît que la réalité est plus complexe. A Frontignan: "le niveau à Potamides Basteroti est transgressif sur des limons continentaux à Helix qui reposent, à leur tour, sur l'Helvétien et n'ont aucune relation avec l'Astien" (J.BARRIERE :1970, p.1). Ainsi se trouve mise en évidence une indécise variation du dessin littoral, contemporaine des limons à Hélix et des couches à Potamides, avec une petite et ultime poussée transgressive, correspondant à ces dernières. La vraie régression ne commence qu'ensuite.

2)-Un niveau de régime biochimique, les premiers dépôts d'argiles à montmorillonite :

Au sommet des niveaux à Potamides Basteroti, apparaissent, mais sur une assez faible puissance, des argiles à montmorillonite, souvent noirâtres, signe d'une évolution des lagunes vers un régime d'étangs ou de lacs d'eau douce, qui semble largement représenté de Frontignan à Nîmes (terrassements de la Z.U.P. de cette ville), si bien que J.BARRIERE (1970) tend à leur reconnaître la valeur d'un horizon-repère, en régime biochimique. Ainsi se trouve inaugurée une importante série d'ap-

ports continentaux qui se prolongent dans les dépôts surincombants.

3)-Les niveaux grossièrement détritiques :

Dans la région de Montpellier, ces derniers revêtent un aspect fortement détritique au cône de la Mosson. Celui-ci appuyé à l'amont au Jurassique, ravinant partiellement l'Aquitainien et la molasse burdigalienne et helvétienne dont il remanie parfois les valves de leurs fossiles, prend naissance au droit des constructions les plus élevées de la Paillade où sa puissance se résume à quelques mètres, pour se développer jusqu'à une dizaine de kilomètres plus au Sud, montrant à la carrière de Rieucoulon un empilement d'une trentaine de mètres. Une partie de ses matériaux, notamment les plus fins, repris à l'aval, mais à une époque plus tardive (Mindel) et affectés du même paléosol à croûte carbonatée que le piedmont de Mauguio, du reste ~~semblablement~~ corrodée (observable dans la tranchée de la route de Palavas à la sortie de Montpellier, peu avant le rond-point du Moulin) plonge sous les terrasses inférieures de la vallée du Lez, du droit des Aiguerelles aux environs de la Ceirérède, et, plus au Sud, sous le remblaiement post-würmien. Plus à l'Ouest, dominant l'actuelle vallée de la Mosson, entre la Paillade et l'Ancienne Poste, s'étend le cône lui-même qui s'est révélé une formation particulièrement complexe.

a)-Signes d'une crise glyptogénique:

Surmontant les couches à Potamides Basteroti (visibles, on l'a noté, près du château de Bionne), on constate un empilement irrégulier de cailloutis, de lentilles de sable, de passées marneuses, bien rendu par la coupe schématique qu'en a proposé J.BARRIERE (1970). La marne de Celleneuve n'est que l'un des plus remarquables de ces incidents sédimentaires. La coupe de la "Voie rapide", en contre-bas des Prés et du Clos des Costières (Sud-Ouest de Celleneuve) ne laisse aucun doute sur le fait que cette marne se trouve interrompue de passées caillouteuses relativement grossières. Le cône de la Mosson témoigne donc d'une crise glyptogénique dont son volume souligne l'importance; par ailleurs, sa construction implique un régime hydrologique fort instable dont l'activité suppose des rythmes remarquablement heurtés.

b)-L'origine de leurs matériaux :

Il convient d'insister, en effet, sur l'extrême hétérométrie des dépôts qui vont des blocs aux marnes fines, en passant par les galets, les graviers et des sables quelquefois grésifiés. Ce matériau est inégalement émoussé. Il juxtapose des apports en provenance de l'immédiat hinterland, soit des Garrigues du pays montpelliérain et les éléments d'une fourniture lointaine, originaire du Massif Central. Les études entreprises (P.DEMANGEON :1959; J.BARRIERE :1970,1971) permettent, en effet, de séparer deux stocks: l'un, local (débris de calcaires jurassiques, néocomiens, lutétiens, y compris leurs chailles et silex

caractéristiques; fragments de molasse), d'éroussé très imparfait; l'autre d'origine lointaine (quartz filoniens, quartzites cévenols, phanites, grès divers), au façonnement plus poussé, proviennent, par relais de formations éocènes et surtout de pouddingues oligocènes (dissymétrie typique des galets) entièrement démantelés. A l'échelle des minéraux, certains quartz et feldspaths de la fraction légère, inclus dans les sables et les grès, représentent, sans doute, l'apport cévenol le plus frais. Mais la majorité des quartz, corrodés, sont réemployés. Quant aux minéraux lourds, la plupart sont cévenols ou "ubiquistes" et évoquent, alors, un emploi: tourmaline, zircon, rutile, andalousite, staurotite, sphène. Mais les grès contiennent néanmoins de grosses tourmalines cévenoles dont il est difficile, au contraire, d'admettre que leur libération de la roche originelle soit ancienne. Pour l'épidote, les amphiboles, les grenats de cachet "alpin", leur représentation se justifie par le ravinement des deux "voiles" néogènes sous-jacents.

- 4)- Autres gisements à peu près synchrones: (Bouzigues, Balaruc, Villeneuve-lès-Maguelone, Vérargues, la Costière de Générac):

Reste que le caractère essentiel de cette formation est l'écrasante prédominance du calcaire: près de 70% des galets, selon P. DEMANGEON (1959, p. 286). C'est une raison, avec leur position au-dessus des couches à Potamides Basteroti, pour rattacher stratigraphiquement au cône de la Mosson d'autres formations sablo-caillouteuses, sans doute séparées spatialement les unes

des autres, mais, n'annmoins, appartenant au même ensemble sous-régional. Toutefois, le développement vertical du cône de la Mosson est important, non seulement en puissance absolue, comme nous l'avons marqué, mais encore par la durée au cours de laquelle se sont accomplis les atterrissements. Ce n'est pas forcément le cas des autres exemples que nous nous proposons de citer et qui peuvent ne correspondre qu'à telle ou telle étape de l'empilement des lentilles variées de la carrière du Rieucoulon - ce qui revient à dire que le rattachement stratigraphique proposé demeure approximatif. Il concerne, à l'Ouest, les brèches et grès qui enveloppent la rive Nord de l'étang de Thau, de Bouzigues à Balaruc-le-Vieux, et celles qui bordent l'étang de l'Arnal, autour de Villeneuve-lès-Maguelone; à l'Est, le cailloutis de Vérargues; et, de même, dans la Costière de Générac, les "sables et graviers continentaux", puis les cailloutis des Puechs Cocon et Dardaillon qui sépare, d'ailleurs, un système littoral (J.BARRIERE, H.CAPPETTA et J.NICHAUX : 1970 ; J.BARRIERE et J.NICHAUX : 1970; J.BARRIERE : 1971; J.BARRIERE et C.TONI : 1972). L'on notera qu'au-dessous de cet épisode littoral, les éléments détritiques continentaux de la Costière méridionale sont d'abord cévenols, puis rhodaniens, ce qui demeure exceptionnel en ce domaine; en effet, dans les niveaux surincombants du même secteur règnent toujours des apports spécifiquement duranciens.

B- L'évolution des faciès du Villafranchien ancien :

1)-Le deuxième niveau d'argiles à montmorillonite:

Nous réservons, pour l'instant la question des migrations de l'ancienne ligne de rivage qu'il est souhaitable de rapprocher du problème de la néo-tectonique, pour nous en tenir, d'abord, à la stratigraphie et aux faciès continentaux. De ce point de vue, l'épisode littoral pré-cité laisse deviner un système laguno-lacustre de plaine d'accumulation où des dépôts plus fins interrompent les faciès grossièrement détritiques. Ceux-là reprennent par une nouvelle série "d'argiles gonflantes essentiellement montmorillonitiques ... beaucoup mieux développées, plus puissantes et mieux caractérisées que celles rencontrées au sommet des dépôts lagunaires à "Potamides " (J.BARRIERE: 1970; J.BARRIERE et C.TONI :1972,p.266). Leur extension est assez remarquable: St-Gilles, le Mas Soulet (entre St-Laurent-d'Aigouze et Gallician), Montpellier (I.B.M., coupe de l'autoroute), environs de Frontignan. Là, exactement à la carrière rutillante proche de la station de Balaruc-le-Vieux, une analyse de 1967 que nous devons à l'amabilité de Mme M.TERS, nous permet de préciser, parmi les minéraux phylliteux, la répartition suivante: très faibles proportions de chlorite, quantités d'illite variant par place, teneur moyenne en kaolinite et rôle important joué par la montmorillonite. Avec J.BARRIERE (1970,1971) nous admettons que cette dernière résulte de néo-formations dans le milieu laguno-lacustre, approvisionné, à la fois, en bases en alumine et en silice; et que ces apports requièrent, dans l'ar-

rière-pays des sols riches en kaolinite dont les traces ne se retrouvent plus, aujourd'hui que piégées dans les poches karstiques- sols plus proches des types tropicaux que les formations édaphiques méditerranéennes ultérieures et dont une partie des constituants phylliteux ont dû se trouver dissociés et "transformés", au sens de G.MILLOT (1964), au cours de ce transport. En fin de compte, nos horizons à montmorillonite doivent être la contrepartie d'actions érosives exercées d'abord aux dépens d'anciens sols fini-pliocènes à Villafranchien ancien, puis de leur substrat. Ainsi s'explique la présence, dans la coupe de Balaruc-le-Vieux, de stalactites brisées et de pisolithes ferrugineux dont l'apport relève de la même phase érosive:

2)-Les couches riches en carbonates :

Au fur et à mesure que celle-ci se poursuit, comme cela avait été le cas après le premier dépôt à montmorillonite pour le "calcaire de Frontignan" (J.BARRIERE, H.CAPPETTA et J.MICHAUX: 1970), la plupart des coupes observées montrent des couches riches en carbonate " (J.BARRIERE :1970,p.3). Ainsi, à Balaruc, ravinant les argiles rutilantes, un conglomérat, épais de quelques mètres, montre une forte cimentation calcaire. Il lie, de la sorte, des galets d'origine locale où la proportion des calcaires altérés et des accidents siliceux de la sédimentation calcaire, est importante. De ce fait, on observe un second trait, valable ici, comme en Costière méridionale: la croissance des calibres dans les apports détritiques.

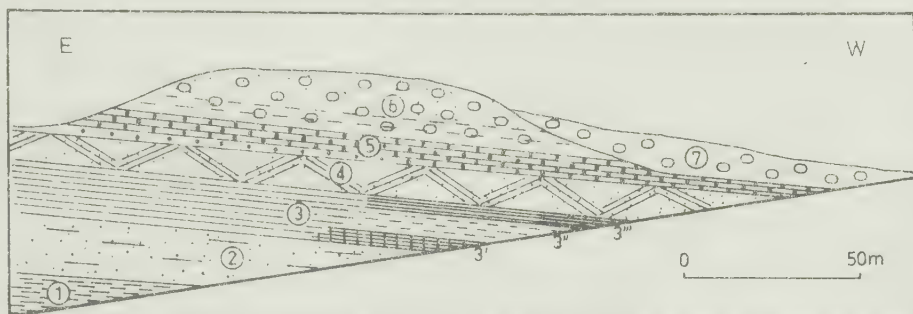
3)-Signification climatique de ce "cycle" sédimentaire:
apparition d'une nuance aride :

Cette grossièreté accrue, comme l'abondance du ciment carbonaté, témoignent qu'une fois enlevés les "sols tropicaux" dont il a été question au paragraphe précédent, la crise glyptogénique en cours s'attaque au substrat mésozoïque; et, sans doute, dans une ambiance climatique d'affinités arides, autorisant les écoulements impétueux, en rapport avec le calibre des galets considérés et favorisant aussi la précipitation des carbonates.

C- Les cailloutis siliceux villafranchiens classiques:

1)-Leur position ravinante à Vendargues et à Lunel-Viel :

Les cailloutis siliceux proprement rhodaniens arrêtent leur ultime extension, vers l'Ouest, aux environs de Montpellier, A la carrière du Pioch Palat, près de Vendargues, où les travaux ont respecté une butte pittoresquement surmontée de rares cyprès et qui ne peut manquer de capter le regard de l'utilisateur le plus pressé de l'autoroute, ces cailloutis siliceux surmontent, en les ravinant, les horizons carbonatés (marnes et marno-calcaires) dont nous venons de signaler l'existence et l'extension, eux-mêmes porteurs de moules de Gasteropodes et pris en sandwich par deux niveaux de cailloutis à galets calcaires. Le sondage C.N.A.R.B.R.L. du Puech St-Pierre, peu éloigné, permet de situer ces formations marno-caillouteuses de Vendargues au-dessus de l'horizon à Potamides Basteroti. Aux environs de



1 marnes plaisanciennes
gris bleuâtre

2 sables astiens, jaunâtres
marneux et gréseux par endroit

3 assises marneuses

3' marnes argileuses grises
3'' marnes grises feuilletées
3''' argiles noires feuilletées ligniteuses

4 sables gréseux
stratification entrecroisée

5 marnes avec nombreuses concrétions
calcaires; riches en Floram

6 cailloutis à quartzites
quartzites d'Estezargues

7 cailloutis à quartzites remaniés

COUPE SCHÉMATIQUE DE LA LIMITE DU PLIOCÈNE ET DU

QUATERNAIRE À LA BÉGUDE DE SAZE d'après J. BARRIÈRE et alt.

Lunel-Viel, au Sud du tracé de la voie romaine, les mêmes cailloutis rhodaniens siliceux surmontent la traînée alluviale de Vêrargues, également à éléments calcaires, et qui peut être considérée, sensiblement, comme un équivalent stratigraphique du cône de la Mosson.

2)-Les cailloutis de Costière :

En Costière, les nappes de cailloutis superposés aux couches à Potamides Basteroti et se succédant entre-elles, appartiennent, comme nous l'avons laissé entendre, à quatre stocks de provenance différente. Ce point a été bien établi récemment par J.BARRIERE et C.TONI (1972).

a)-Le stock local de Costière, reflétant le spectre des Garrigues du Gard est à pourcentage calcaire largement majoritaire, comme à Rieucoulon et à Vêrargues. Il ne doit pas être confondu avec le stock cévenol, en provenance d'un hinterland plus lointain; en ce qui concerne ce dernier, les grès à ciment carbonaté, les calcaires et les silex demeurent minoritaires; les micaschistes, les gneiss, "les roches ignées acides" (granitoïdes), bien représentés dans le bassin des Gardons et, moindrement, du Vidourle, mais fragiles, sont fort peu nombreux; dominent les quartz (60%), les quartzites et les grès quartzitiques (plus de 10%). Le stock durancien n'admet ni gneiss, ni micaschistes et, pratiquement, pas de roches ignées et de grès calcaires; 10% des galets sont des quartz, près du quart sont des quartzites et 60% regroupent divers calcaires. Parmi eux, une proportion élevée, de faciès sub-lithographique, est affectée de pans de cliva-

ge qui, recoupés par la surface qu'a déterminée leur émoussé, font apparaître de curieuses figures géométriques ("galets elliptiques" de J. BARRIERE et C. TONI :1972). Pour le stock proprement rhodanien, il ne contient naturellement pas de galets à dessins" elliptiques" et se caractérise par une forte prédominance de quartzites et de quartz; il ne s'agit certainement pas d'un appauvrissement in situ, perpétré aux dépens des alluvions les plus vulnérables de ces nappes; la composition, fondamentalement siliceuse, résulte, au contraire, de la nature des faciès représentés, au moment de leur dépôt. Plus au Nord, sur la terrasse d'Estézargues, les galets rhodaniens, en nappe mince, ne s'enveloppent-ils pas d'une gangue de calcaire empruntée aux marnes sous-jacentes et que l'altération sur place a respectée ?

b)-Leur répartition :

La répartition de ces nappes ainsi caractérisées n'est pas sans intérêt. Stratigraphiquement, les cailloutis cévenols, locaux et duranciens dominant, dans le Sud de la Costière, au niveau des horizons les plus anciens (Donau?). Cependant, dans la région du château de Surville (entre Générac et St-Gilles), un premier lot rhodanien se glisse, dès cette période parmi les lots pré-cités. Un peu plus haut placées dans la série, des nappes rhodaniennes et, derechef, cévenoles se mêlent dans les plus vieux horizons de St-Gilles. Mais dans ce secteur, les nappes surincombantes sont exclusivement locales, puis duranciennes qui paraissent appartenir au Günz. Au contraire, aux terrasses de Garons, de Bouillargues-Bolchet et de Meynes-Prends-te-Garde,

soit au centre et au Nord de la Costière, ce même Gunz est uniquement formé de matériaux rhodaniens.

D - Bilan des enseignements concernant le Quaternaire ancien :

1)- Stratigraphiques:

De cette analyse résumant les travaux pré-cités de J.BARRIERE et C.TONI, résultent quelques enseignements. D'une part, le cailloutis rhodanien débute stratigraphiquement plus bas en Costière que dans les régions de Lunel-Viel et de Montpellier. Il apparaît, sous forme un peu exceptionnelle, il est vrai, dans les couches qui sont à paralléliser avec celles de Vérargues et de Rieucoulon et qui semble ressortir au Villafranchien ancien (Donau?), comme, encore, les cailloutis et limons des plateaux, puis les alluvions de la Camette et des environs de Causse et Veyran, en Biterrois. D'autre part, alors que les apports cévenols et durancien persistent dans le Villafranchien moyen et récent (Gunz), au Sud de la Costière, la fourniture rhodanienne, aux mêmes niveaux, domine exclusivement dans les secteurs central et septentrional. Cette distribution relativement bien tranchée met certainement en cause les variations de tracé des bras du Rhône inférieur (défluviations très vraisemblables dans une zone deltaïque); mais elle se justifie encore par un paléo-relief, coïncidant à peu près avec la zone des Puechs de la Costière actuelle et créant une "aire d'ombre", interdite aux apports rhodaniens, le plus souvent, encore que pénétrable aux apports cévenols et surtout duranciens. Nous reviendrons, plus loin, sur l'utilisation de ces matériaux par d'anciens cordons littoraux.

Rappelons seulement, au terme de cette revue, les alluvions siliceuses (cévenoles) de la vallée du Gardon moyen qui, à Dions, en particulier, dominant le thalweg actuel de 60 mètres et plus, doivent être, à notre sens, et pour leur plus grande partie, rattachées au Gunz, comme l'ont été les hautes terrasses de l'Orb et de l'Hérault, sises dans des positions relatives à peu près semblables (J. BARRIERE, G. BOUTEYRE, J. MAZIER, P. RUTTEN et J. VIGNERON : 1966; J. BARRIERE et J. MAZIER : 1971).

2) - Paléogéographiques :

a) - Le Villafranchien ancien 'Donau?' -

- Paléopédologie "tropicale" :

Ainsi se vérifie (quelles que soient, par ailleurs, les variations de détail de la ligne de rivage) cette règle générale, naguère formulée par J. BOURCART (1960-63), selon laquelle les caractères détritiques et la grossièreté du matériau prévalent dans un régime de régression d'ensemble. Nul doute, qu'en l'espèce, les variations climatiques n'y aient contribué, en déséquilibrant le tapis végétal. Mais le sens de cette crise mérite réflexion. Certes, il y a tout lieu d'accepter, comme le veut la tradition classique, la notion d'un rafraîchissement progressif qui s'est déjà manifesté au cours du Néogène et se poursuit de l'Astien au Villafranchien ancien. Mais il serait excessif de qualifier de véritablement froids ces tout débuts du Quaternaire. Les caractères d'affinités tropicales sont encore nombreux et ce sont plutôt les progrès de l'aridité qu'impose l'analyse des faciès, au cours de cette phase de l'évolu-

tion. Sans doute, l'abondance de la kaolinite dans l'hinterland, la présence de galets "creux" (Balaruc), la fréquence des silex cariés peuvent constituer, pour une bonne part, un héritage de l'Astien. Mais le chimisme actif des lacs à montmorillonite, l'existence sur nos plus anciens niveaux, et sur eux seulement, de sols aux caractères "intermédiaires" entre les sols tropicaux et les sols fersiallitiques typiques du Quaternaire méditerranéen-sols "intermédiaires" représentés en Biterrois, par exemple, où l'altération pénètre même de plusieurs mètres dans le substrat néogène- sont autant de preuves de températures élevées, ou contemporaines ou peu postérieures au dépôt du matériel ainsi affecté et qui ne se retrouveront plus jamais, dans la suite. On a présenté les "galets d'argile" qui se rencontrent, en Costière, dans l'un des niveaux de ce Quaternaire très ancien, comme ayant été apportés par des glaces flottantes, dénonçant ainsi un épisode froid, en contradiction avec le diagnostic que nous proposons ici (A. BONNET:1965). En réalité les galets d'argile sont un phénomène banal, en cas de ravinement d'un sédiment fin par l'arrivée de matériaux grossiers, comme il en va aujourd'hui pour la Lergue, en Lodévois, selon une observation de J. BARRIERE et C. TONI (1972). Il s'agit donc, simplement, d'une confirmation de l'échelonnement des phases granulométriques successives, tel que nous l'avons décrit, dans le laps de temps considéré. Par ailleurs, cet échelonnement, à partir des faciès argileux à montmorillonite, en passant par le concrétionnement calcaire, vers les épandages détritiques grossiers, implique une oscillation

sèche, Favorisant l'accumulation, plus que l'altération (là, du moins où les ruptures de pentes et donc de charge étaient favorables), on lui doit, sans doute, la conservation, à première vue surprenante, des galets calcaires, signalétiques de ce Villafanchien ancien. On a pu, certes, noter, aux niveaux les plus élevés du paléo-sol qui s'est développé dans ces nappes alluviales, l'élimination d'éléments carbonatés: ainsi, au Sud de Juvignac, proche de la route de Montpellier à St-Georges-d'Orques; toutefois, ces mêmes galets détruits près de la surface, reparaissent entre 1,3 et 1,8 mètre de profondeur. Là où le paléo-sol est très fortement tronqué, comme à la Paillade, les galets calcaires se montrent à peu près intacts jusqu'au sommet des coupes (J.BARRIERE :1970) .C'est le signe d'une retouche ultérieure de la topographie, aux dépens d'une accumulation relativement puissante.

-Actions fluviales "latérales":

Or, cette puissance n'exprime pas, comme nous venons de le suggérer, le cas le plus fréquent. L'examen de la plupart des nappes atteste que les actions fluviales latérales, à ce moment, l'emportaient sur les verticales- autre trait d'aridité. Ces dépôts, en effet, se situent avant le stade principal de l'enfoncement des vallées et du dégagement des bassins de Garrigues. La topographie régionale d'ensemble, héritée des temps néogènes, constituait, d'ailleurs, une circonstance favorable à ce type d'écoulements. Il y a plus de trente ans, selon une vision globale qu'il n'y a pas lieu de modifier, G.DENIZOT (1937)

a reconstitué le relief languedocien à l'aube des temps quaternaires:selon sa conception,une surface d'érosion quelque peu inégale et dominée de reliefs résiduels,inclinée vers le Golfe du Lion et les bords du Rhône. A notre sens l'auteur, parti de tout autres prémices, n'exprimait pas autre chose que l'état alors assumé par notre "surface fondamentale",plus ou moins regradée, avec ses "monadnocks",ses paliers de rajeunissement et ses déformations néogènes.

-Les défluviations au contact plaine-Garrigues,leurs significations climatiques et diastrophiques :

Une telle paléo-topographie et le diastrophisme modéré qui l'affecte,permettent de rendre compte de quelques modifications remarquables des tracés de certaines rivières dans l'espace sub-littoral,dénoncées par des traînées alluviales datables du Villafranchien ancien. Si l'on applique,ici, le schéma désormais classique établi par J.TRICART,dans l'Est du Bassin de Paris, c'est ce diastrophisme sans violence qui aurait préparé les défluviations,réalisées seulement après coup,à l'occasion de variations climatiques induisant la surcharge des courants et, par là,les possibilités de déversements. L'alignement de ces défluviations,de la Cesse (J.LE COZ :1967) au Vidourle (Vérargues),en passant par le Lez et la Mosson (Rieucoulou)sur le contact de la plaine languedocienne,sub-littorale au sens large,avec les bas plateaux mésozoïques,suggère là,une zone de flexuration récente. Dans un domaine de basse altitude,également,d'autres

défluviations, concernant les pays de l'Aude, entre Carcassonne et Narbonne, ont mis M.GOTTIS et divers de ses collaborateurs sur la piste de phénomènes comparables, de nature néo-tectonique (M.BENEST et M.GOTTIS :1965 ; M.GOTTIS :1971; M.GOTTIS M.LENGUIN, E.SELLIER et A.TAVOSO :1972).

-Mobilité probable du domaine montagnard :

Un autre domaine de mobilité récente hautement probable nous paraît axé sur la dorsale cévenole et ses prolongements topographiques : Séranne et Caroux-Espinouge. Pour les massifs karstifiés placés dans son voisinage, nous avons donné nos raisons, au cours du chapitre précédent. Ajoutons que sa mobilité, au Quaternaire ancien, expliquerait encore l'arrivée précoce de cailloutis cévenols en Costière. Toutefois l'on ne doit point oublier que d'autres cailloutis cévenols se mêlent, à St-Gilles, à des galets rhodaniens qui sont un peu plus tardifs. Il est difficile de décider comment les paralléliser avec les épandages de Dions et du moyen Gardon qui, sans doute, ne constituent pas, eux-mêmes, une nappe homogène. Il est sûr, en tout cas, qu'une grande partie des apports rhodaniens sont d'âge Günz .

b)-Le Villafranchien récent (Günz ?)

-Exemple en Costière :

Ces derniers sont observables sur les hautes terrasses de la Costière centrale et septentrionale: Garons, 90 mètres; Bouillargues-Bolchet, 75 mètres; Meynes-Prends-te-Garde, celle-ci déformée, étant donnée sa grande extension, de 75 à 25 mètres.

On les trouve aussi, parmi les dépôts les plus récents de St-Gilles et des Bouillens (J.BARRIERE et C.TONI :1972).

-Une oscillation froide :

Leur mise en place témoigne d'une nouvelle crise glyptogénique. Selon J.MICHAUX (1970), la faune des micro-Mammifères attribués au Günz, marquerait un renouvellement plus franc encore que celui constaté à l'aube du Villafranchien défini dans la chronologie longue et, par conséquent, un changement plus décisif du climat, par accentuation du froid et, sans doute, de la sécheresse, s'agissant d'espèces steppiques.

-Paléopédologie "méditerranéenne":

Une fois déposées, les nappes du Günz vont connaître une évolution pédologique avancée, d'où résulte le paléosol actuellement observable qui est de type fersiallitique très lessivé, donc fondamentalement méditerranéen et nullement mâtiné d'affinités tropicales, comme c'était le cas pour le Villafranchien inférieur.

-Autres exemples régionaux:

Topographiquement et pédologiquement, on peut reporter à cet épisode quelques lambeaux de cailloutis dans les terrasses des vallées du Biterrois, ainsi l'Orb (coupe de Maraussan: J.BARRIERE, G.BOUTLYRE, J.MAZIER, P.RUTTEN et J.VIGNERON :1966); ou aux marges de cette région, ainsi l'Hérault (feuille de Lodève La Tour, Nord du Fouscaïs, les Potences: J.BARRIERE et J.MAZIER 1970, 1971); sans oublier, en pays avignonnais, la Forêt de Clary

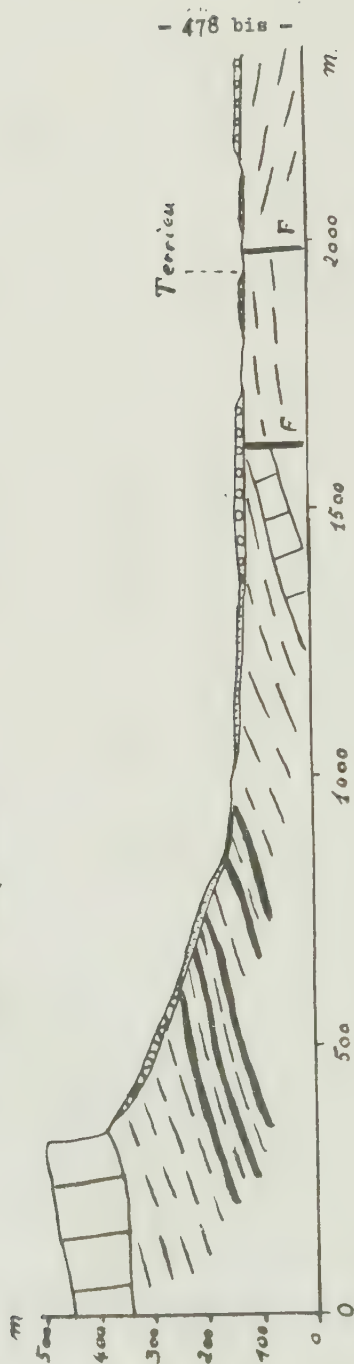
(H. ARNAL, 1966)-tous quelque peu en contrebas des cailloutis plus anciens examinés ci-dessus, dénonçant, par le fait-même, le début, mais à peine amorcé, de l'inscription des vallées.

3)-Les traits communs des formes et formations du Quaternaire ancien :

Malgré ces critères d'individualisation, eu égard à l'échelle de la carte, que nous présentons parallèlement à ce travail, nous avons pris le parti d'opérer un regroupement, sous une même teinte de notre légende lithologique et stratigraphique, de toutes les formations allant des couches à Potamides jusqu'à Günz inclus. A la vérité, ce procédé est moins artificiel qu'il pourrait le paraître. Quoique inégalement, dans cet ensemble, les sols se montrent très évolués, souvent tronqués; par ailleurs les nappes de cailloutis et de limons "bavent" littéralement sur les versants que leur masse domine et leurs matériaux sont réincorporés, sur les basses pentes, dans des formations plus récentes (piedmont de Mauguio). De la sorte, ces formations couvrent vaguement des buttes ou s'étalent sur des replats que les ravinements ultérieurs ont mal respectés: les formes d'accumulation originelles (glacis, cônes ou balcons de terrasses) ne sont généralement pas respectées, en tous cas, pas nettement. Ces traits communs sont ceux de notre "Quaternaire ancien".

GRAND VERSANT ET GLACIS COMPLEXE DE L'HORTUS, TERRASSES DU TERRIEU

0.25°N



- Macro-éboulis.
- Gélifacs et limons ocre.
- Terrasse principale du Würm.
- Terrasse du Würm récent.

- Berrisien calc.
- Valangien marneux
avec
quelques bancs
résistants.
- Calcaire mirivitant
du
Valangien sup.

Fig. 82.

(J. de St. Martin-de-Londres)

II- FORMES ET FORMATIONS REMARQUABLES DU QUATERNAIRE MOYEN ET RECENT CONTINENTAL :

- Les caractères communs des reliques du Quaternaire moyen et récent: Mindel, Riss, Würm :

On sera, sans doute, quelque peu étonné de nous voir regrouper "Quaternaire moyen et récent", allant du Mindelien à l'Holocène, inclus. Pour nous en justifier, il suffira de noter, sur le plan de la technique cartographique, qu'à l'exception des cordons littoraux, le "post-glaciaire" ne se trouve indiqué que par la couleur employée seule. Des surcharges de trames soulignent, au contraire les formes hiérarchisées relevant du Mindel, Riss et Würm dont les caractères se rapprochent entre eux et s'opposent, justement, à ceux du Quaternaire ancien, tel qu'il a été défini, ci-dessus. Les sols y sont naturellement moins puissants et moins évolués, sinon plus fréquemment intacts, qu'ils se soient développés sur des alluvions proprement dites ou aux dépens de matériaux de versants; le modelé enfin, terrasses et glacis, nettement étagés, se recommande par un dessin infiniment plus net. Il en va de même des grands versants "richtérisés" dont nous verrons, en temps utile, la signification polygénique.

A- Les glacis :

1)-Un vocable compréhensif et descriptif :

Notre carte indique l'emplacement des principaux ensembles de glacis par leurs lignes de plus grande pente;

ou, tout au moins, par les lignes de plus grande pente du principal d'entre-eux, lorsque deux ou plusieurs de ces entités successives n'ont pas une inclinaison semblablement orientée. Il n'était pas possible, à l'échelle où nous opérons, de préciser davantage. Nous estimons d'autant plus nécessaire d'apporter, ici, quelques détails supplémentaires. Nous appliquons ce terme à des formes aplanies et inclinées, toujours développées en roches "tendres" (marnes et marno-calcaires, au plus calcaires marneux), susceptibles d'être encore regradées de nos jours sur certaines de leurs parties (traces de "sheet erosion", notamment sur les terres labourées qu'elles portent), mais fondamentalement inactuelles, puisque ravinées par des vallons, soit actifs, quoique temporairement, ou présentant, eux-mêmes, un remblaiement du type "Wurm récent" ou holocène. Terme, donc, essentiellement descriptif et, d'ailleurs, compréhensif. C'est à travers la diversité des types que l'on peut espérer en préciser la genèse, en effet.

a)-Glacis-cônes :

Dans quelques cas (Sud immédiat de St-Martin-de-Londres, bordure Nord du bassin de Ganges, Ouest de St-Jean-de-Fos), il s'agit de cônes torrentiels très aplatis, redevables, par conséquent, de leur création à l'étalement de courants linéaires. Lorsque l'accumulation alluviale y est mince et le modelé en cône imposé, au-dessous d'elle, à la roche en place, on peut parler de "glacis d'ablation", le terme s'appliquant, ici, à des formations lithologiques de résistance médiocre.

b)-Glacis de piedmont et de versant:

Mais, en règle générale, nos glacis sont des formes de modelé aréolaire, de piedmont, pour les plus amples (bordures du bassin d'Aniane, talus sous les corniches du Causse de Pompignan, lisière des fossés de Montbazin et de Montoulieu, plaine de Campagne, Est du bassin de Ganges), de versant, pour les plus réduits, compris entre les hauteurs encadrantes et les systèmes de terrasses (Vidourle, Lez). On peut encore les classer en glacis de front et de revers, par référence aux crêts et ouestas; leur caractère est alors conforme ou contraire et, dans ce dernier cas, ils sont dégradés en micro-ouestas et petites dépressions subséquentes (versant Est de la vallée de la Courme); à la limite, ils disparaissent au profit d'un relief micro-structural et on ne peut plus reconstituer leur existence passée que par référence aux drains obséquents qui sont nés à leur surface et les ont ruinés dès que branchés sur un système orthogonal et subséquent (Ouest du "bassin" de Montarnaud).

c)-La couverture de débris des glacis:

Compte tenu de la nature de la roche ainsi modelée, mais aussi des caractères des reliefs dominants, nos glacis s'étalent, selon les cas, apparemment nus -en réalité, plus ou moins discrètement pavés- (Lodévois, piedmont du Causse de Pompignan, Est du bassin de Ganges, plaine de Campagne) ou habillés d'une couche mince de débris, fréquemment libres, plus rarement cimentés par la calcite. Ce ne sont d'ailleurs pas les seuls cas de consolidation observables: il en survient dans les terrasses

(vallée de l'Hérault); sur de simples versants, même abrupts (gorges de l'Hérault et de la Vis, en amont de Ganges); dans des vallons remblayés (Uchaud: P.MARCELIN, excursion régionale de pédologie de 1959; Frontignan : J.JALAGUIER :1956). Nous ne pouvons plus croire, aujourd'hui (E.COULET:1961-63) que ces consolidations-et pas davantage les colorations -apportent, dans un grand ensemble régional, des éléments de diagnose simple ni de datation facile, qui seraient d'emploi quasi-universel. Ce sont des phénomènes pleins d'intérêt lorsqu'ils se révèlent de nature pédologique; mais ce n'est pas toujours le cas: il est des colorations héritées et des cimentations imputables au ré-équilibrage, à leur issue, d'eaux en provenance des massifs karstifiés. Il convient donc de porter une grande attention au cadre morphologique et aux aspects " convergents " qu'il suscite. Lors même que les processus pédogénétiques sont prouvés, il est encore indispensable de tenir compte de la diversification causée par la nature du matériau originel dont le spectre doit toujours être reconstitué, par examen du bassin versant.

2)-Vers la définition de types génétiques :

a)-Les glacis faiblement pavés, formes d'érosion:

En dépit de la diversité des glacis, rappelée ci-dessus, il est loisible de mettre en évidence trois variétés génétiques principales. Les glacis pavés sont des formes d'érosion, dont les débris, souvent grossiers, qui y sont semés, ont pour fonction, au même titre que leur végétation ponctuelle, de diviser les filets d'eau. Cela est si vrai que, dès que ce

pavage est dérangé, pour des raisons anthropiques, le plus souvent, les "gullies" s'amorcent, concentrant rapidement les blocs jusque-là épars. C'est alors l'entaille linéaire débutante qui est pavée: elle tend, de ce fait, à s'élargir et cela d'autant plus que son approfondissement est ainsi freiné.

b)-Les glacis à couverture mince, formes de transport et d'érosion :

-Problème de granulométrie relatif à la couverture :

Les glacis à mince couverture (souvent moins de deux mètres) sont des formes de transport, comme l'a affirmé R. RAYNAL (1960-1961), à partir de ses travaux marocains. Le fait est évident lorsqu'il s'agit de formations litées qui requièrent, comme l'a souligné J. TRICART (1967), la collaboration convergente d'une série de processus aréolaires très variés. L'originalité de notre Bas-Languedoc, à l'égard de ces types de formations, est, compte-tenu de la faible pente de ces lits, la relative grossièreté des "palets" calcaires: des diamètres décimétriques aux diamètres centimétriques, ils sont, de toutes façons, incomparablement plus gros que les "grèses" dont les Charentes ont donné le type éponyme. Pour manifester cette originalité, l'on a proposé "groises"- terme clair, sans doute, mais linguistiquement invraisemblable en Bas-Languedoc, où, par chance malencontreuse: "gress" et "grèze" sont d'usage courant.

Quoiqu'il en soit de ces remarques dialectales les calibres des cailloutis de couverture méritent justification. Ils sont évidemment dans la dépendance du facteur lithologique:

Urgonien, Tithonique, marno-calcaires hautériviens et calcaires lacustres du Lutétien constituent une série progressive, dans le sens d'une fragmentation de plus en plus aisée. Mais on doit aussi tenir compte de la durée d'application des processus brisants, quels qu'ils soient: gélifraction ou thermoclastie, exploitant plus ou moins complètement les faiblesses potentielles de la roche- fait climatique. De ce point de vue, on ne peut manquer de relever que les débris qui se forment actuellement sont notoirement moins fins que ceux hérités du Quaternaire et que, selon les moments de production, au sein de cette dernière période, les degrés de fragmentation ne sont pas, non plus, comparables entre-eux. Les cailloutis mêlés à la matrice fine des formations que nous attribuons au Würm récent (Vaunage, glacis de piedmont du Causse de Pompignan) sont toujours plus grossiers et moins nettement aplatis que les palets des épandages plus vastes que nous rapportons soit au Würm ancien, soit au Riss- Au passage, on notera la relation logique qui s'établit entre la granulométrie et l'étalement de ces formations.

-Regradation terminale, postérieure à la mise en place de la couverture :

Les couvertures litées ont, d'ailleurs, souvent été regradées, depuis leur mise en place: la topographie, moins inclinée qu'eux, recoupe alors les lits. Même phénomène lorsque cette vêtue a été installée par des loupes de solifluction, caractérisées par le désordre où se dispose leur matériel hétérométrique; l'actuelle topographie du glacis les tranche en éga-

lisant la surface de leur empilement (A.ARCHAMBAULT :1966,1969)
Les rainures d'érosion ultérieures,montrant la coupe de ces
couvertures minces, révèlent que celles-ci masquent fréquem-
ment les inégalités du substrat (Valflaunès).

-Tendance à l'évolution polygénique des glacis
barrés- L'exposition du substrat:

Des têtes rocheuses apparaissent,entre les aires
d'épandage du cailloutis.Lorsqu'elles sont assez massives (et
c'est le cas dans l'exemple pré-cité),elles barrent les pentes
où circulaient les matériaux libres; il s'en suit, à l'amont de
tels barrages, des types de glacis polygéniques, s'opposant aux
types classiques étagés.Mais les têtes rocheuses sont exposées
à la fragmentation,livrant du matériel frais exportable; et,
par l'abaissement subséquent du seuil qu'elles constituaient,
libèrent ainsi, par étape, les débris longtemps retenus sur
leur face amont. Par là, il apparaît que ces types de glacis ne
sont pas seulement des aires de transport, mais aussi,par l'expo-
sition plus ou moins marquée de la roche en place sous-jacente,
selon les modifications imposées à la puissance de la couvertu-
re, des surfaces de regradation qui s'usent lentement et "paral-
lèlement à elles-mêmes".

-Perméabilité de la couverture :

Les éléments de ces couvertures constituent un milieu
originellement perméable, permettant une percolation peu rapide
des eaux, où les surfaces de contact sont multipliées par la
fragmentation. C'est ce qui justifie leur cimentation éventuelle.

C'est ce qui explique encore que les éclats calcaires de désagrégation mécanique, même pour les faciès les plus durs, s'y montrent rarement coupants. Certes, ils ne sont pas émoussés; certains, non tous, laissent apparaître des cupules de gélifraction. Mais leurs angles ont été légèrement adoucis par la dissolution due à la nappe "cutanée", à circulation "oblique" qui tend à les envahir après les précipitations. C'est dans le domaine de son battement que se produisent les phénomènes de cimentation. Lorsqu'ils existent, en effet, l'on doit se souvenir qu'ils ne se sont pas formés en surface, quand bien même ils la couronneraient, aujourd'hui.

- "Palets" et matrice fine - Réalimentation en calcaire de cette dernière :

Malgré ces effets discrets de la dissolution, les cailloutis calcaires possèdent toujours un aspect "frais". Lors même qu'ils s'enveloppent d'un enduit calcito-limoneux ocré, faiblement coloré d'oxydes ferriques, on ne constate, au niveau du Quaternaire moyen et récent, aucune carie dans la masse de chacun des palets. Pour trouver des calcaires "cariés" et des galets "creux", il faut remonter au Villafranchien inférieur de Balaruc et encore s'agit-il, sans doute, d'un remploi partiel. C'est que, si active que soit la circulation aqueuse dans la formation meuble, le palet calcaire ne connaît pas une dissolution dans l'ensemble de son volume, comme pourrait le faire, par exemple, un grain de sucre, mais seulement et dans un premier temps, aux dépens de son "enveloppe" comme cela serait le cas

d'une dragée. La perméabilité des cailloutis, d'ailleurs, dépend de l'abondance de la "matrice fine" qui se trouve incluse en ces formations litées et qui est même nécessairement assez fortement représentée dans les dépôts soliflués, les phénomènes de tri apparaissant lorsque le ruissellement s'est imposé. Qu'elle contienne des limons de gélifraction, terme ultime de la fragmentation des calcaires fortement marneux, c'est probable, puis- qu'elle fait effervescence à l'acide. Mais les sels de fer qui la colorent et les argiles qu'elle contient, susceptibles d'agréger l'humus des terres labourées, ordinairement établies sur les glacis, lui donnent un cachet "évolué" qui contraste fortement avec la fraîcheur des palets, au plus "maquillés", comme on l'a vu. Souligner cette apparente contradiction, c'est suggérer que nos couvertures de glacis se sont nourries, non seulement d'éclats calcaires débités peu de temps avant leur mise en place, mais encore d'éléments de paléosols beaucoup plus anciens, formés sur les topographies dominantes (en partie aux dépens de voiles étrangers au substrat carbonaté), donc hérités. Ajoutons cependant que, s'agissant d'une formation souvent très mince, d'une nappe hiérarchisée à l'autre, les variations du pH ne nous renseignent guère. Ces pH sont toujours élevés et dans des valeurs très proches les unes des autres, la matrice se réalimentant en carbonates, aux dépens des palets ou du substrat, lorsque celui-ci est favorable: par exemple, la molasse pour les glacis de versants de la vallée de la Thongue, vers Pouzolles où nous n'avons pu trouver, de différence chiffrable, de ce point

de vue, pour caractériser les sols de deux niveaux bien séparés, figurant deux étapes dans le creusement de la vallée.

c)-Les glacis de remblaiement- Leur localisation:

Quant aux cailloutis des remblaiements (notre troisième type), ils ne sont pas fondamentalement différents des précédents. Aussi bien, leur accumulation, sur plusieurs mètres, quelquefois plusieurs dizaines de mètres, n'est pas, à notre sens, un fait paléo-climatique impliquant une phase ou une exposition particulières. Nous les trouvons tout au long du contact plaine-Garrigues, et, à cet égard, le piedmont Sud-oriental de la Gardiole est exemplaire; ou encore, au pied de failles vigoureuses, comme dans le bassin d'Aniane, entre le Pont du Diable et l'église de St-Sylvestre-des-Brousses. Dans la partie Ouest de ce talus, les ravins nés dans le calcaire mésozoïque, séparant les "facettes" du talus tectonique, se perdent, à l'aval, dans la masse meuble du glaci, de topographie égalisée, témoignant, ainsi de sa perméabilité et de l'épaisseur de ses cailloutis. Les eaux enfouies de la sorte, constituent une nappe alimentant tout une série de puits à usage agricole. Il est, du reste, significatif que la base de la formation soit cimentée par la calcite, ce dont on a la preuve, grâce aux déblais des forages artisanaux pré-cités. L'on voit que ces formes de remblaiement traduisent essentiellement un effet mécanique de rupture de charge massive.

3)-Les processus responsables des glacis :

Erosion, transport, accumulation, les types de glacis examinés ci-dessus sont donc relativement divers. La question se pose de savoir, en conséquence, si le vocable même de "glacis" en dehors de la simple valeur de constatation descriptive que nous lui avons déjà reconnue, présente quelque cohérence au niveau de la justification par les processus. Notre réponse, sans paradoxe, sera affirmative.

a)-Des formes exclusives de l'érosion linéaire:

-Fondamentalement inactuelles :

Elle se fonde sur cette première constatation banale: que le glacis est exclusif des écoulements susceptibles d'incision linéaire. C'est, évidemment, le cas des accumulations et des cônes qui impliquent un exhaussement; c'est encore le cas des glacis de transport, faiblement couverts et des glacis d'érosion, réputés nus (mais, à la vérité, faiblement pavés, comme l'on sait) où les actions aréolaires, inactuelles, l'ont d'abord emporté sur la dissection. Aujourd'hui, en effet, la plupart des glacis sont en voie de démolition, du fait de ravinements postérieurs à leur façonnement. Les "bad lands" ouverts dans le Valanginien de la Vaunage sont, à ce sujet, particulièrement significatifs. Ils occupent, sur les versants d'inversion de relief de ce "bray" complexe, une position moyenne. Au-dessus d'eux les corniches de médiocre commandement des calcaires hautériviens sont souvent effacées au profit de simples versants réglés remarquablement tendus. Au-dessous de ces bad lands,

de longs glacis couverts, attribués au Rissien, eux-mêmes faiblement perchés par rapport à de courts glacis würmiens qu'entail-
lent des vallées affluentes du Rhöny, comblées de dépôts post-
glaciaires holocène limono-vaseux. La couverture rissienne débute plus ou moins haut, selon les lieux, mais elle se montre toujours plus mince à l'amont qu'à l'aval. En de nombreux points, elle s'achève en biseau, à son sommet, séparée alors de la corniche ou du haut de versant réglé par des pentes faiblement pavées, taillées aux dépens du Valanginien marneux - celles-là mêmes où se sont développés les bad lands. Dès lors, le sens de l'évolution se laisse aisément appréhender: au Riss, sous la corniche, comme sous les hauts de versants, se sont développés de longs glacis concaves, formes d'érosion à peine pavées vers l'amont; formes de transport médiocrement couvertes dans leur partie moyenne; avec une tendance à l'accumulation à l'aval. Ultérieurement, lorsque le système morpho-climatique n'a plus été favorable à ce modelé-essentiellement au post-Würm, eu égard à la jeunesse des "gullies" - la partie quasi nue du grand glacis, la plus faible, s'est trouvée ravinée par de multiples incisions, dans la zone amont, de drainage encore peu concentré, tandis que, plus bas, la résistance de la couverture n'a plus autorisé que la dissection par des écoulements concentrés en flux peu nombreux. Cependant, dans les espaces compris entre les morsures de l'érosion linéaire, la partie sommitale, continuant de reculer "parallèlement à elle-même", évoluait en versant réglé.

-Certains glacis demeurent-ils faiblement fonctionnels ?

L'irrégulière distribution des "gullies" est surtout significative des dispositions qui règnent en bordure des massifs dominants où l'on a vu que les drains linéaires ne sont pas inconnus. On peut donc s'expliquer que tels glacis hérités soient profondément ou densément incisés et tels autres soient encore aujourd'hui intacts et discrètement fonctionnels. Ainsi, à proximité de Lauret (feuille de St-Martin-de-Londres), mais à l'Est de la faille de Corconne, les glacis de versants qui convergent l'un vers l'autre, descendant respectivement du Puech Camp et du Bois de la Côte, vers la D 17 qui suit à peu près leur ligne d'intersection et que les Ponts et Chaussées annoncent comme "inondable par gros orages" ont vu administratif du fonctionnement éventuel des glacis de versant en cause. Cette activité naturellement épisodique, est-elle morphologiquement efficace? Le phénomène du "mur d'eau" déferlant et s'écroulant sur lui-même a bien été décrit, en Bas-Languedoc, lors de la dramatique inondation du Gardon à l'automne 1958. Mais il s'est limité à la reconquête du lit majeur exceptionnel de cette rivière: il s'agit donc d'un accident dans le régime fluvial, du reste de rythme "séculaire", n'ayant pas bouleversé la morphologie de la vallée, comme l'avait fait la crue du Guil de Juin 1957 (J. TRICART: 1960, 1961). Un écoulement en nappe, d'apparence plus nettement aréolaire, a bien été repéré, survenu à Puisserguier (Hérault), le 6 Décembre 1953, suite à des pluies

de forte intensité instantanée (D.ROUQUETTE :1955);mais, outre l'importante quantité de matériaux fins remis en mouvement, il apparaît, à l'analyse du texte et à l'examen de la carte de D.ROUQUETTE, que la plupart des effets destructeurs, tels que basculements de murs ou déplacements d'objets lourds, résultent d'une première concentration des eaux, exactement au Sud de la Tuilerie-les Hortus et, donc, de la réactivation d'un thalweg ayant ordinairement cessé d'être fonctionnel. De là, l'écoulement a, du reste, rejoint la vallée du Liron. Rien n'indique qu'aux flancs des Garrigues sises à l'amont et au Nord et d'où proviennent les flux élémentaires, il se soit agit d'un véritable "sheet flood". Par contre, la "sheet erosion" dans les terres labourées et le "rill wash" sur les Garrigues à végétation ponctuelle, à pavage lâche ou à couverture de débris point trop perméables, sont des phénomènes d'observation courante en Bas-Languedoc.

b)-Rôle de la couverture dans l'élaboration du
modèle des glaciais:

-Mise en place distincte de l'aplanissement
terminal au niveau des processus :

On comprend ainsi comment certains glaciais ou certaines parties de glaciais hérités peuvent être encore entretenus, mais si faiblement qu'on pourrait presque les dire totalement figés. S'il est certain que, dans le passé, des processus variés ont contribué à la mise en place des couvertures et à leur mobilité (creep, solifluction, ruissellement diffus, et même, plus exception-

nellement la cryoturbation dont on trouve quelques figures), l'aplanissement terminal des glacis couverts comme le façonnement des glacis pavés a dû, dans le passé quaternaire ressortir essentiellement au "rill wash", tel qu'on l'observe aujourd'hui en zone semi-aride ou périglaciaire; et sans qu'on puisse tout à fait exclure des épisodes de "sheet flood", encore qu'ils paraissent beaucoup plus exceptionnels, dans l'ensemble des régions du monde concernées.

-Possibilité d'un double front d'attaque:

De toutes façons, il faut admettre, comme condition nécessaire à la réalisation de ce modelé, l'existence d'une végétation affaiblie- sans doute différente, on le verra plus loin, des "stades" de dégradation anthropique que peuvent présenter les associations actuelles. Le démantèlement des sols et la mobilisation de débris relativement grossiers ne sauraient se comprendre hors d'une ambiance rhéxistatique. Les processus mis en cause se sont imposés directement aux topographies pavées. Pour les glacis couverts, ils concernent exclusivement leur vêtue de débris. Nous avons noté que le substrat, à l'exception des têtes rocheuses affleurantes, ne peut subir qu'une agression indirecte. En présence de substrat marneux ou marne-calcaire, il faut donc concevoir un double front d'attaque: mécanique, en surface, tandis qu'à la base de la couverture la dissolution et les écoulements cutanés joueraient un rôle essentiel. Actions inégales d'un lieu à l'autre et peu efficace comme en témoignent les irrégularités topographiques du substrat que la couverture

dissimule, d'une part, et l'évidente durée de conservation de ces irrégularités, d'autre part.

c)-Nécessité de l'existence d'un changement de pente, préalable au modelé des glacis :

-Rôle de la lithologie et de la structure:

Dans ces conditions, il est difficile de rendre compte par l'action décisive des seuls écoulements "étalés" de la faible pente générale du support rocheux des glacis couverts, quelles que soient, par ailleurs les irrégularités de détail dont il vient d'être question. Que ce même substrat subisse une légère usure sous couverture ne suffit pas à expliquer l'affaiblissement général de la pente par rapport à celle, beaucoup plus élevée de l'amont du versant. C'est la perspective contraire qu'il convient d'adopter: les glacis résultent de l'exploitation, par un système morphoclimatique défavorable aux incisions du ruissellement concentré, d'une sorte de "knick" préalable plus ou moins net ou, tout au moins, d'un changement de pente caractérisé, préalable, lui aussi. Celui-ci relève d'autres causes. Dans la plupart des cas(et à peu près exclusivement dans le cas des glacis de versant) il naît d'un simple contraste lithologique, du modelé banalement différentiel que ce dernier impose lors de l'incision des thalwegs. Ce même contraste justifie la netteté des glacis de front, développés sous les corniches de ouestas ou les crêts des structures plissées, par comparaison avec les glacis de revers où le matériau est beaucoup plus homogène et où, lorsque la pente est à peine supérieure au pendage,

le biseautage des bancs n'apparaissent que mal, l'on se rapproche, en réalité, de versants de types sub-structuraux. De ce point de vue, le contraste est bien marqué entre les deux flancs de la Garrigue des Pierres (feuille de Lunel), l'un dominant Villetelle (net glacis de front), l'autre s'inclinant doucement vers Saturargues (vague glacis de revers, à peine distinct du versant sub-structural).

-Rôle des dénivellations héritées d'origine tectonique:

Dans le cas des glacis de piedmont, les mêmes contrastes lithologiques sont en cause, mais fréquemment commandés par des événements tectoniques plus ou moins antérieurs: la différence de résistance des faciès, génératrice du "knick" préalable résulte de contacts anormaux par failles (piedmont du Pont du Diable, piedmont de la Gardiole) ou de l'ordonnance de couches respectées par l'érosion au droit d'une forte flexure (Garrigue de Nîmes, bassin de Ganges). Par là, nos modestes glacis méditerranéens se rapprochent des vastes pédiments développés en d'autres zones morpho-climatiques. Mais, signe de la brièveté de leur élaboration et de l'agressivité relativement faible des climats responsables, ils sont de plus médiocre extension et plus étroitement asservis aux nuances de la lithologie- celles-là mêmes qui se trouvent effacées, ailleurs, par le biseautage réalisé au niveau des grands pédiments.

-Rôle de la tendance néotectonique locale-
ampleur du perchement des glacis successifs:

Ce n'est pas un des moindres témoignages de la complexité de notre région que de pouvoir y noter, dans l'élaboration des glacis-phénomène climatique, par excellence-l'incidence de la tectonique. On prendra garde, du reste, à ce fait: qu'il ne s'agit pas seulement de dénoncer les conséquences de crises éloignées dans le passé et génératrices de ruptures et de changements de pentes largement hérités (ce qui reste incontestable pour la plupart des exemples que nous avons retenus), mais encore d'admettre qu'immédiatement avant, ou même pendant le Quaternaire des rejeux récents d'accidents isolés et des déformations épirogéniques ont dû, en activant d'abord les phénomènes de dissection linéaire, et donc en provoquant le développement vertical des versants (glacis de versant) ou en accentuant la dénivellation de compartiments voisins (glacis de piedmont) préparer l'élaboration des formes en cause se dessinant dès que le climat leur devient propice. Et cela de façon évidemment inégale, en raison de l'inégale intensité de cette néo-tectonique d'un secteur à l'autre. Cette réflexion vaut, également, pour l'importance de la dénivellation d'un glacis ancien au-dessus d'un glacis plus récent. L'on note que cette dénivellation est très nette sur le flanc Sud de la Montagne Noire et de l'arc de St-Chinian ou dans le voisinage de l'Alario, secteurs de néotectonique vigoureuse et différenciée, comme on le verra; elle fait défaut en Lunellois, zone de subsidence régulière et généralisée. D'où le principe d'une

division sous-régionale où l'efficacité des processus climati-
ques se trouve modulée selon des ensembles structuraux, en fonc-
tion de leurs tendances néo-tectoniques ou épirogéniques récen-
tes. Divisions dont l'intérêt est encore évident dans le cas
des systèmes de terrasses.

B - Les terrasses :

Le glacis-terrasse- La définition climatique des terrasses
languedociennes :

Autres formes privilégiées de la morphologie conti-
nentale au Quaternaire, les terrasses ,résultant aussi d'une
rupture de charge, mais dans le système des écoulements linéai-
res, cette fois. Elles entretiennent avec les glacis des rela-
tions de continuité et de continuité topographique tout à fait
caractéristiques qu'illustre bien la plaine d'Aniane, ou celle
du Vidourle, en aval de St-Hippolyte-du-Fort, ou encore les bas-
sins du Lez et du Lirou. Ces exemples définissent des "glacis-
terrasses" où, comme il est normal, l'aire occupée par le glacis
l'emporte, le plus souvent, sur l'épandage des alluvions, pour
peu qu'il s'agisse d'un organisme faible (Lirou, Vidourle, au
bassin montagnard restreint). Les proportions tendent à se ren-
verser avec des organismes puissants comme l'Hérault. La notion
de glacis-terrasse est étroitement associée à celle de terrasse
climatique (J. TRICART : 1947). De fait, l'examen du raccord con-
cave avec les versants et celui des coupes ne laissent aucun
doute. Dans la gorge de l'Hérault, au droit de l'accès à la grot-
te de Clamouse, des terrassements montrent le passage latéral

des alluvions siliceuses bien émoussées, en provenance de l'amont-bassin, avec le cailloutis calcaire anguleux de la formation de versant. Sans remettre en cause la définition climatique de nos terrasses, remarquons, toutefois, qu'à y regarder de près, ce synchronisme n'est pas aussi parfait qu'il paraît, d'abord. En effet, le cailloutis anguleux local, non seulement s'imbrique latéralement avec les alluvions, mais encore les surmonte et règne seul, au sommet de la coupe. L'explication est aisée: le versant a continué de s'user, vers le haut, et à se couvrir de débris, vers le bas, alors que la rivière avait déjà cessé d'accumuler ses alluvions. En d'autres termes, affectées d'un réel synchronisme au début, les deux accumulations n'ont pas été caractérisées par la même durée. Celle du matériau de versant a été plus longue que celle des cailloutis amenés par la rivière. Au reste, le décalage peut être total. Ainsi, dans le voisinage de Clermont-l'Hérault, les calcaires lutétiens ont-ils émis des débris très récents (fini-würmiens à actuels) qui s'étaient sur la terrasse rissienne. De même, à St-Jean-de-Fos, un cône du Würm terminal est venu couvrir le glacis-terrasse mindélien.

1.)-Généralité du type étagé :

a)-Récurrence dans les variations du rapport charge-débit:

Dans l'ensemble du Bas-Languedoc-Roussillon, les terrasses sont, à peu près exclusivement du type étagé: au rebord de leur "balcon", la roche en place apparaît, au-dessous

du cailloutis qui ne représente que quelques mètres de puissance et souvent moins(un mètre, pour la Lergue, à Rabieux) et dominant nettement le cailloutis d'un épandage ultérieur. C'est le signe que l'importance de l'incision verticale a dépassé régulièrement la puissance de l'accumulation qui l'avait précédée. Que l'on rappelle que les nappes alluviales s'affaissent sur elles-mêmes, en conséquence de l'altération sub-aérienne qu'elles enregistrent, proportionnellement à leur ancienneté; que l'on suggère une certaine regradation de la terrasse, plus improbable que celle des glacis, du fait d'un profil transversal moins éloigné de l'horizontale, rien de tout cela n'est susceptible de nuancer gravement la proposition précédente. Sa justification résulte de la récurrence d'une certaine évolution des rapports charge-débit, propre, à la fois, au module de nos fleuves côtiers, à la dimension de leur bassin, au caractère lithologique de ces derniers, moins hétérogène, finalement, qu'il peut sembler, et, naturellement aux constantes bio-climatiques de la nature méditerranéenne quelles que soient les vicissitudes par elle éprouvées. La notion de "potentiel tectonique", dans chacun des secteurs examinés, offrant à l'érosion linéaire ses conditions particulières, rend compte de la distance verticale qui sépare les terrasses successives, comme c'était le cas pour l'édagement des glacis. Il est intéressant, de ce point de vue de comparer les systèmes de terrasses de l'Hérault, bien détachées, de celles du Vidourle.

- b)-Succession de lits de plus en plus étroits dans des vallées de plus en plus creusées, notamment après le Mindel :

L'étalement implique une autre conséquence, qu'à chaque reprise des évolutions verticales, le lit s'avère plus étroit et le calibre de la vallée plus restreint. Cette notation paraît une banalité susceptible, ou peu s'en faut, d'être étendue à toute la planète. Mais peut-être n'est-il pas inutile de s'attarder un instant aux modalités régionales de son application. Il s'agit, cette fois, non plus de constater la récurrence, mais d'essayer d'apprécier le caractère plus ou moins systématique d'une véritable distorsion du rapport charge-débit. Comme G. BEAUDET a bien voulu nous le faire remarquer, on ne peut pas, en effet, ne pas être frappé, tant dans le bassin de l'Aude que dans les basses plaines de l'Hérault ou des Gardons, pour ne rien dire du Vidourle dont le stock d'alluvions siliceuses est plus pauvre, des aires médiocres et en position pour ainsi dire marginale, sur lesquelles sont conservés les lambeaux des terrasses attribuées au Günz et au Mindel. Tout se passe comme si, jusqu'au Riss inclus d'immenses effets de "balayage latéral" avaient démantelé les niveaux les plus anciens. Les pays de l'Aude lézignanaise et de l'Hérault au Nord de Pézenas sont particulièrement suggestifs de cette hypothèse. Et cependant, notre règle générale ne s'en trouve pas fondamentalement infirmée, puisque, à de rares exceptions près, ces niveaux les plus anciens demeurent attestés seulement au voisinage du cadre où se sont déposées les masses alluviales, très éloignés de

l'axe formé par le lit actuel - cette dernière référence moins probante du fait que ce lit a pu et dû migrer, par rapport à sa position présente, comme le prouve l'étendue elle-même des épan-
dages alluviaux. Reste que l'affirmation du calibre décrois-
sant des vallées est surtout valable pour le Quaternaire récent,
c'est-à-dire :post-rissien.

c)La nature de la charge alluviale et ses varia-
tions.

Avant de rechercher les indices probables de variation
des débits,il convient de distinguer quelques causes qui ont pu
agir sur la charge.Une faible part de celle-ci est prélevée
dans le lit de la rivière et, en dernière analyse, à ses par-
ties rocheuses. Lorsque de tels délogements ont lieu, ils con-
cernent un matériau assez frais,n'ayant subi d'altération que
sous-aquatique.Une autre partie, provenant de l'érosion des ber-
ges (et les actions "latérales" de nos organismes méditerranéens,
au lit fortement "pavé", sont importantes), précipite dans le
courant des matériaux constitutifs de la terrasse immédiatement
antérieure. Il s'agit là de galets et de limons ayant subi une
altération sub-aérienne non négligeable .Ils sont susceptibles,
localement,de troubler le spectre de la nouvelle terrasse,en
voie d'accumulation: de la sorte les comptages de galets alté-
rés, d'un type lithologique donné, à un niveau déterminé, par
rapport au thalweg,n'ont de sens fiable que s'ils sont bien lo-
calisés (évitant, par exemple les prélèvements immédiatement à
l'aval d'une concavité de méandre) et assez répétés,au long

d'une terrasse. Mais, en fin de compte, la plus grande masse d'alluvions accumulées après transport et façonnement par la rivière, a son origine dans les versants de la partie haute de son bassin. Nous l'avons admis, d'ailleurs, pour les cailloutis patinés et blonds comme pour les restes de paléosols inclus dans les formations du Quaternaire ancien dont une partie des caractères d'altération et des colorations est, pensons-nous, héritée, et d'autant plus facilement que nous nous sommes efforcé d'étayer l'hypothèse d'un certain diastrophisme accompagnant ou devant à peine la crise climatique. Dès lors, dans le Quaternaire moyen et récent, tout se passe comme si s'épuisait le stock disponible des matériaux altérés et pré-fragmentés, son remplacement n'étant que laborieusement assuré par la production de matériaux frais. Nous ne prétendons pas, pour autant, nier le rôle de la pédogenèse, s'exerçant in situ, aux dépens de chaque nappe alluviale, après sa mise en place, rôle sur lequel nous reviendrons et que trop de similitudes significatives, d'un stock alluvial à l'autre, imposent absolument, ne fût-ce que dans la hiérarchisation des horizons de sols. Nous ne pensons pas davantage à réfuter globalement l'argument d'un affaiblissement progressif des écoulements, au cours du Quaternaire, à travers des oscillations qui caractérisent cette période et que rend nécessaire, de phase en phase, l'adéquation des débits au transport, même limité à des charges progressivement réduites.

2)- Profils transversaux des terrasses et des vallées:

a)-Facteurs hydrodynamiques :

Ainsi, cependant que la vallée s'approfondit avec des lits successifs de plus en plus étroits, les versants évoluent, tendant à reculer, et les bas glacis se développent régressivement aux dépens des plus élevés. Quels sont donc les facteurs qui modulent le profil transversal de ces vallées? Les incisions verticales sont en rapport direct avec la puissance qui est fonction du débit et de la vitesse acquise, donc du haut bassin dont dépendent ces variables. Elles sont, au contraire, en rapport inverse avec la charge qui en dépend aussi. Une certaine lenteur du creusement linéaire favorise l'évolution des versants et le développement des glacis. Un certain équilibre des deux processus est à l'origine des beaux étagement. Trop rapide, le creusement linéaire laisse à l'état exigü les formes du modelé latéral. Trop lent, il leur autorise une grande extension, mais avec un médiocre décalage en altitude.

b)-Facteurs lithologiques:

La vulnérabilité du matériau rocheux en place joue dans le même sens. Il est intéressant, de l'ensemble des points de vue exprimés ci-dessus, de comparer le bassin de Ganges avec la région sise aux environs de St-Hippolyte-du-Fort, lithologiquement homogènes du fait des affleurements du Valanginien mar-no-calcaire et où débouchent, respectivement, l'Hérault et le Vidourle, aux bassins montagnards inégaux. Dans le bassin de Ganges, les terrasses, bien que relativement récentes (Wurm et

Riss) sont bien pourvues de matériel alluvial siliceux; leur étagement, comme celui des glacis est net (20 à 30 mètres pour les terrasses, 5 à 10 mètres pour les glacis) -cette ampleur des distances verticales est, du reste, de règle sur presque tout le cours de l'Hérault; mais le paysage demeure encombré de buttes et de replats, avec quelques appuis structuraux, il est vrai.

c)-Polygénisme induit par la faiblesse de l'étagement :

Dans les environs de St-Hippolyte, l'érosion a largement dégagé les couches valanginiennes et même les faciès berriasien, un peu plus résistants qui occupent, ici, une certaine superficie; mais les épandages d'alluvions font un pauvre semis, surplombant à peine la rivière de 3 à 4 mètres. Autre exemple, le système du Lez-Lirou, développé au Nord du pli de Montpellier, dans un bassin où les calcaires résistants sont exceptionnels. Il n'y a guère là que des formes würmiennes, alors qu'en général et comme il en va en de nombreux points autour de la Méditerranée, les formes réputées rissien paraissent les plus amples; les glacis l'emportent sur des terrasses dont les alluvions montrent un émousé si mal venu qu'on les distingue avec peine des palets de versant. La première hypothèse qui vient à l'esprit est, évidemment, que les témoignages d'évolution ancienne, détruits, n'ont pas laissé de traces et que les formes les plus récentes ont conquis la totalité du paysage. Pourtant, un peu au Nord de Prades-le-Lez, le glacis de rive droite de la vallée affluente du Lirou, large d'un peu plus

d'un kilomètre, débute au-dessus de 80 mètres pour s'abaisser au-dessous de 60. Cette dénivellation et la pente qui en résulte en raison de l'inscription médiocre des formes ordinaires au long de la rivière, nous suggèrent, sous l'apparence d'une substitution totale des formes anciennes au profit des topographies les plus récentes, une simple correction, un réaménagement à peu près dans le même plan, bref, le résultat d'une évolution polygénique. Polygénisme induit par la faiblesse de l'étagement, différent, dans ses causes, de celui que nous avons examiné plus haut, dans le cas de glacis barrés.

3)-Gorges et bassins de Garrigues :

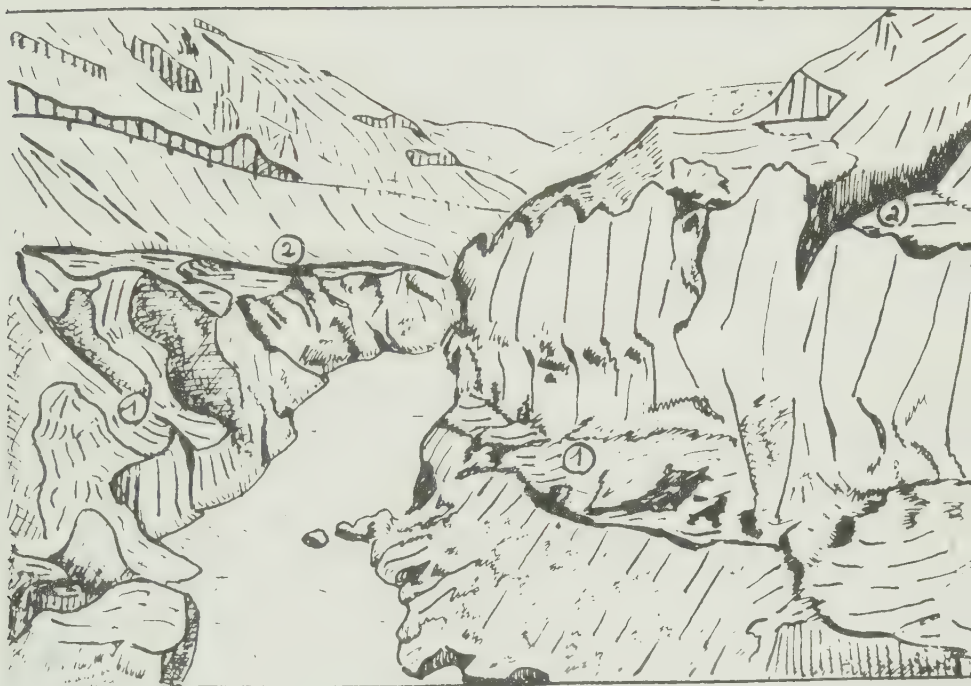
a)-Creusement des bassins par étapes :

Reste que nous tenons là les processus et les modalités, les stades et les degrés du dégagement des "bassins" de Garrigues que ceux-ci soient des synclinaux (Ganges, St-Chartes, Sommières, Campagne, St-Martin-de-Londres, Villeveyrac), des combes (Lussan, Belvezet, Valliguières, Vaunage, Mortiès, Buèges, Murviel) ou des fossés (Alès, Montoulieu, Montbazin, Aniane). C'est au cours de cette évolution que la surface fondamentale ou ses retouches néogènes ont pris, sur calcaires résistants ou barrés de seuils solides, leur caractère suspendu, par affouillement à l'aval-pente de la roche tendre au contact (avec possibilité de dégagement appalachien, lorsque lithologie et structure l'autorisaient)-processus très différent de ceux de l'érosion régressive, à partir d'un niveau de base en roche marneuse ou molassique, auxquels on avait songé pour rendre

compte de ces replats perchés. Tout au contraire, le talus bordier de ces surfaces suspendues servira de simple pente de transit ou, éventuellement, de point d'appui aux épandages de cailloutis de versant et à leurs accumulations. L'évolution des bassins permet, en outre, de mieux comprendre celle des plateaux de Garrigues. Les systèmes d'érosion et processus en ouvre dans les deux cas (karst mis à part) sont synchrones et identiques. Mais les résultats de leur travail diffèrent. C'est qu'à l'inverse de ce qui se passe dans les bassins, les phases de creusement vertical sont peu sensibles sur les surfaces karstifiées. Dès lors, aux étagements, bien visibles quoique inégaux dans les bassins, s'opposent, sur les plateaux, des épisodes qui tendent à confondre leurs effets dans un même plan: autre source de polygénisme, ou, tout au moins, d'un modelé peu différencié qui défie l'analyse chronologique.

b)-Les gorges et la genèse des "terrasses rocheuses".

Opposées d'une autre manière aux bassins sont les gorges dont les traits signalétiques sont commandés par la résistance des hauts versants rocheux, aux abrupts et vires souvent structuraux. Là, point de glacis, mais quelques formations quaternaires de versant quelquefois recouvertes d'éboulis subactuels- similitude étroite avec les canyons caussenards (J. MARLIN :1961-63). Les terrasses y sont exigües. Leurs alluvions, victimes des chasses de crue, phénomène encore fonctionnel comme en ont témoigné, sur l'Hérault les crues de 1907 et de 1958, ont



Terrasses rocheuses de l' Hérault vues du
Pont du Diable, à l' aval de St-Quilhem -
le-Désert .

- 1) - Niveau du Würm tardif .
- 2) - Niveau würmien principal .

Dessin d' après une photo Kuentz .

pu être très largement évacuées. Il est ainsi visible, dans la gorge de l'Hérault, en amont du pont du Diable, que deux replats rocheux karstifiés et hiérarchisés piègent encore quelques cailloutis siliceux. L'origine de tels replats rocheux se trouve du même coup élucidée: il s'agit de substrats de terrasses dégagés de leur couverture de cailloux, d'ailleurs en rapport d'altitude net, respectivement, avec la grande terrasse würmienne de l'aval et celle de Würm récent. Autre terrasse rocheuse würmienne, au long de l'Hérault dans sa percée "héroïque" du Thaurac. Là, le creusement de la Gorge a été certainement préparé par le taraudage des eaux souterraines. C'est encore le karst qui justifie les terrasses chimiques (tufs) des Fontanilles (Hérault), de la Vis (P. MARCELIN :1954), de Soubès, en Lodévois.

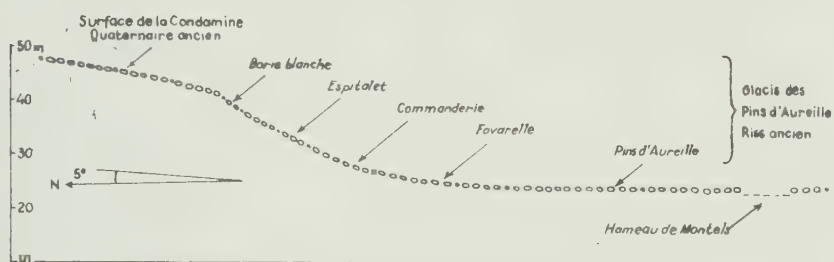
C - Problèmes de datation des terrasses et des glacis :

1)-Quelques datations sûres mais spatialement limitées:

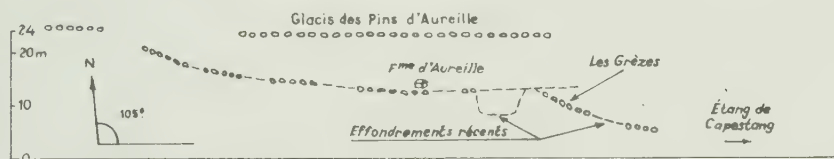
Nous devons aborder, maintenant, les problèmes délicats de la datation et de la justification morphoclimatique de ces formes quaternaires continentales. Problèmes conjoints, mais que nous examinerons, néanmoins successivement.

a)-Données de l'archéologie:

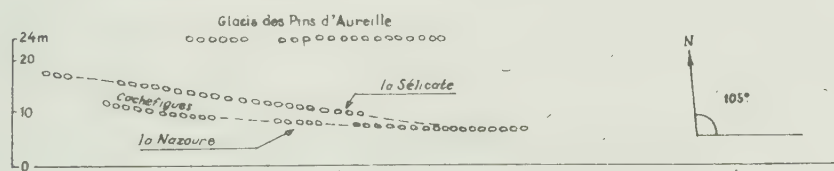
La patiente recherche archéologique commence à offrir des arguments de datation qui, hors du domaine des grottes, sont encore peu nombreux et dispersés. Ils n'en fournissent pas moins des éléments de "calage" précieux, lorsqu'on est assuré que le



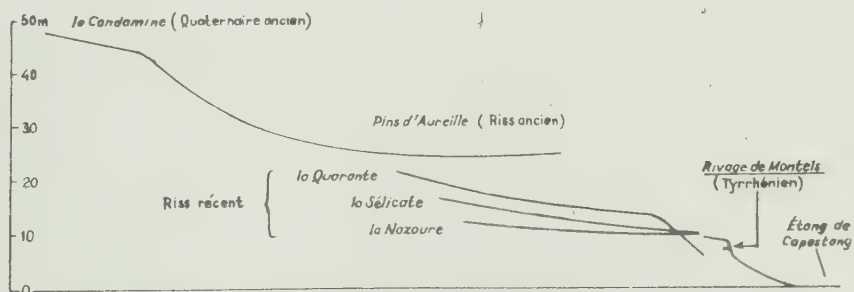
a. GLACIS SUPERIEURS (Condamine et Pins d'Aurille).



b. GLACIS DE CACHEFIGUES (Système de la Quarante).



c. GLACIS DE CACHEFIGUES (Système de la Sélicate et de la Nazoure).



d. SITUATION RELATIVE DES SURFACES QUATERNAIRES ET DU RIVAGE TYRRHÉNIEN.

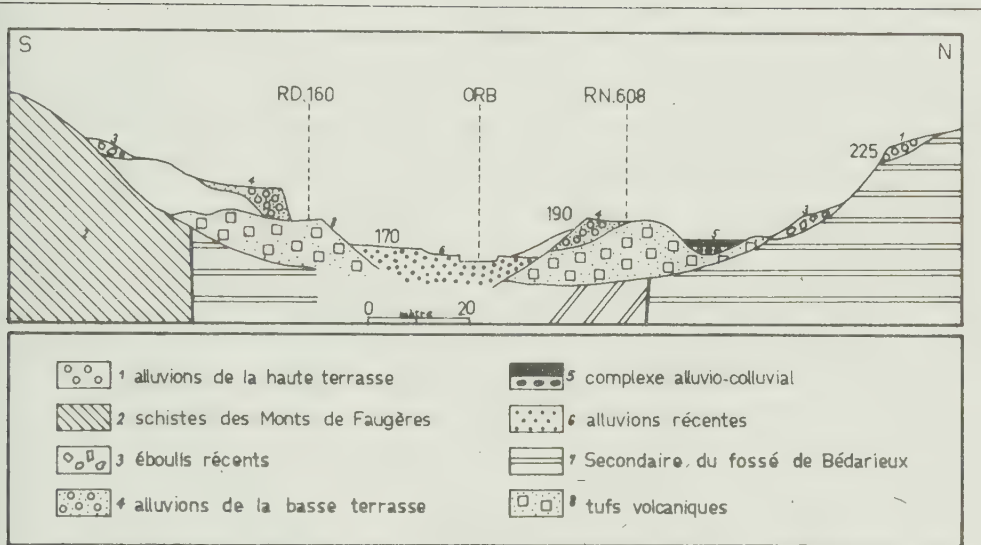
PROFILS DES SURFACES QUATERNAIRES PRÈS DE MONTELS (HÉRAULT).
D'APRÈS J. BARRIÈRE, G. BOUTEYRE, H. de LUMLEY, P. RUTTEN, J. VIGNERON

matériel lithique a bien été découvert en place. C.HUGUES a bien voulu nous montrer l'outillage inclus dans la formation superficielle d'un glacis de front würmien, au pied d'une petite ouesta paléogène du bassin de St-Chartes, dominant la vallée du Bourdic. Des pièces de l'Acheuléen moyen sont signalées par J.FARTIN, G.BOUTEYRE, H.de LUMLEY, P.RUTTEN et J.VIGNERON (1965) dans la couverture d'un glacis du Riss ancien, près de Montels, en bordure de la dépression de Capestang (stations de la Tourasse et d'Aureille). En Costière, au quartier dit de Jean Thomas, proche de Vauvert, J.BARRIERE et F.BAZILLE (1971) ont débrouillé un ensemble pré-moustérien assez complexe, permettant dans le vallon du ruisseau de Valliougues et le Valat des Marchands qui y conflue, d'attribuer des paléo-sols au début du Riss-Würm, au pré-Würm et au Würm ancien. D'autres recherches sont en cours en Costières, à propos desquelles F.BAZILLE a fait une mise au point rapide (1971), suivie de la production d'un mémoire plus détaillé (1972). Mais on remarquera que ces récoltes portent naturellement sur les parties les plus récentes du Quaternaire et que, les concernant, glacis et versants se sont avérés plus fructueux que les terrasses caillouteuses.

b)-Le magnétisme rémanent des terrains volcaniques:

Le volcanisme de la vallée de l'Hérault constitue, au moins pour un Quaternaire assez "inférieur", un autre repère précieux, dans la mesure où ont été entreprises des recherches sur le magnétisme rémanent (F.J.EVERDEN :1957-58; J.FRECHEN et H.J.LIPPOLT: 1967, cités par A.SALLELES (1965-1967), F.BOURDIER

Fig. 87 .



STRUCTURE ET MORPHOLOGIE DU FOSSÉ DE BÉDARIEUX (Coupe effectuée entre Hérépian et Lamalou-les-Bains.) D'après J.Barrière, H. Gonord et P. Lempérière

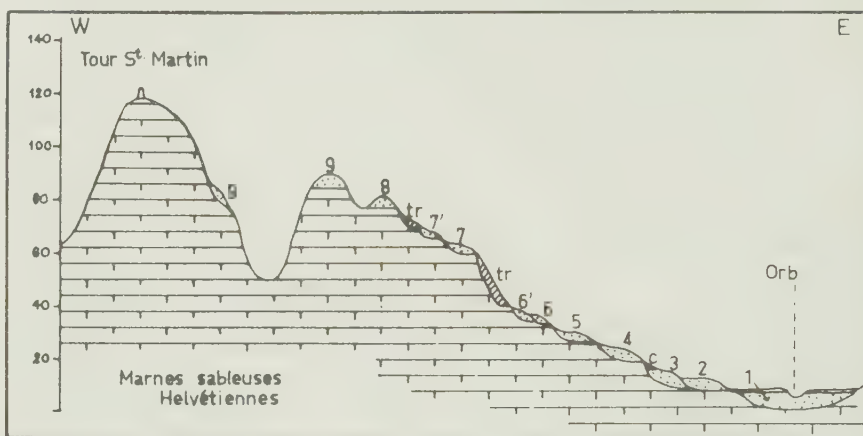
(1962) et repris par J. BARRIERE et J. MAZIER (1970, 1971). Ces organismes stromboliens ont manifesté des activités assez brèves mais suffisamment décalées dans le temps, à l'échelle du Quaternaire s'entend. Les émissions de Valros, postérieures aux cailloutis à Mastodon arvernensis, contemporaines des premières et timides ébauches du réseau hydrographique, local, sont venues se superposer aux formations de St-Martial à Elephas meridionalis, Hippopotamus major, Equus et Bos; environ 1 600 000 ans les situent dans un Villafranchien moyen, en référence à la "chronologie longue". Agde et St-Thibery sont bien plus tardifs. Les constructions du volcan d'Agde, sur le cailloutis de Capistrol, d'un âge absolu de 740 000 ans $\pm$ 70 000, placent ce dernier dans le Günz. Celles de St-Thibery (680 000 ans $\pm$ 60 000) recouvrent un épandage bien altéré, donc ayant assez longuement évolué à l'air libre et, sans doute, également rattachable au Günz et une formation étalée sur un niveau plus bas, aux éléments frais, donc peu antérieurs aux éruptions, qui contient Equus caballus et Rhinocéros de Merck, très probablement mindélienne. Malheureusement, tout le Bas-Languedoc n'est pas affecté par le volcanisme; toutes les manifestations volcaniques ne sont pas utilisables (les laccolithes du pays montpelliérain n'offrent guère d'intérêt pour dater des formations quaternaires); et, surtout, toutes les effusions ou projections qui pourraient rendre ce service, n'ont pas, à ce jour, révélé leur âge absolu. Ces repères qui renseignent principalement sur les niveaux anciens, comme du reste la faune des grands Mammifères, n'ont donc qu'un intérêt partiel et local.

2)-Une méthode généralisable d'emploi délicat: analyses morphologique et pédologique combinées:

En la matière, la seule méthode de recherches généralisable, faute d'émission magmatique ou dans l'attente de découvertes archéologiques nouvelles, combine les analyses morphologique et pédologique.

a)-L'exemple de Maraussan (vallée de l'Orb):

L'une et l'autre sont susceptibles, employées ensemble, de produire d'excellents résultats. J.BARRIERE, G.BOUTEYRE, J.MAZIER, P.RUTTEN et J.VIGNERON (1966) l'ont montré avec la série des niveaux de Maraussan, sur la rive droite de la vallée de l'Orb. Nous ne saurions mieux faire que de reprendre, ici, les termes d'un compte-rendu que nous en avons donné précédemment (E.COULET :1968-69): les 9 niveaux reconnus de terrasses fluviatiles y sont regroupables en 3 ensembles. 1) L'ensemble du Quaternaire supérieur, post-Würm et Würm, montre un cailloutis surtout siliceux, néanmoins assez varié pétrographiquement, point ou peu altéré, portant, en surface, "un sol brun-méditerranéen" très médiocrement évolué, tandis que, c'est à peine si, à petite profondeur, s'ébauchant de faibles encroûtements calcaires. 2) Avec le Quaternaire moyen, l'altération progresse aux dépens des calcaires et des cailloutis siliceux les plus faibles, par exemple, les roches granitoïdes, en provenance de la région de l'Espinou; e; un léger lessivage superficiel se dessine; vers les parties profondes, l'argile devient assez abon-



Basses terrasses

1. Terrasse de la plaine de Gaujac
fossilisée sous d'alluvions fines
2. Terrasse du stade de Maraussan
niveau inférieur, sol brun calcaire
3. Terrasse du stade de Maraussan
niveau supérieur, sol brun méditerranéen

Moyennes terrasses

4. Terrasse de St. Rosalie
sol brun, légèrement lessivé
5. Terrasse de Bailly
sol argileux épais, début de colmatage
6. Terrasse de Bramefer
sol lessivé à accumulation argileuse rouge

Hautes terrasses

7. Terrasse de Tourneige
pelvisol très lessivé à accumulation
argileuse bariolée
8. Terrasse de Puech-Pailhès
9. Terrasse de Lezigno

tr. paléisol des talus de raccordement
du stade

c. paléisol des colluvions fossilisant les
terrains du stade de Maraussan.

0 m 50

COUPE SYNTHÉTIQUE DE LA VALLÉE DE L'ORB (rive droite) DANS LA RÉGION
DE MARAUSSAN D'après J. Barrière, G. Bouteyre,
J. Mazier, P. Rutten, J. Vigneron. 1966

dante pour amorcer un "colmatage"; un encroûtement calcaire plus net peut s'observer entre horizon superficiel et horizon profond colmaté; enfin, une certaine rubéfaction se manifeste: légère, avec la teinte claire discrètement ocrée du Riss; plus soutenue, avec la tonalité rougeâtre du Mindel; simple commodité de langage, puisque rien ne prouve et que l'on peut supposer souvent, au contraire, que cette teinte n'est pas, dans sa totalité, contemporaine du dépôt des cailloutis. 3) - Dans les niveaux plus élevés du Quaternaire ancien, l'altération du cailloutis est telle que ne subsiste plus que les roches siliceuses compactes, à supposer, ce qui n'est pas toujours le cas, que des variétés plus vulnérables se soient également déposées initialement; demeurent surtout les quartz; par ailleurs, le lessivage superficiel est extrêmement poussé: de la sorte, avec une plus grande abondance des éléments sablo-graveleux en surface, on constate que la fertilité diminue; ainsi s'explique, dans ce Biterrois si complètement mis en culture, la persistance de lambeaux boisés, vers le sommet des croupes. En profondeur, le colmatage devient très puissant: plusieurs mètres d'argiles rouges et bariolées; l'altération atteint même le substrat marneux sous-jacent. On retrouve là les caractères déjà notés du cailloutis villafranchien, correspondant sans doute au Günz, lui-même précédé et dominé par les traces d'épisodes plus anciens (Donau?). Cette prédominance des quartz et quartzites dans "un cortège pétrographique très réduit" (J. BARRIERE et J. MAZIER: 1970, 1971, p. 2), caractérise de semblable façon les hauts niveaux (Donau?, Günz)

de la vallée de l'Hérault. Les basaltes, assez frais dans la terrasse rissienne de cette rivière, sont fort altérés au sein d'épandages plus anciens. Ce sont là des faits dont il ne convient pas de forcer les enseignements. En effet, le stock initial, faisant fonction de roche-mère, ne semble pas avoir contenu plus de 10% de calcaires (J. BARRIERE, Séminaire sur l'utilisation de la paléo-pédologie dans l'étude du Quaternaire, Montpellier, Faculté des Sciences, Mai 1971). L'on a vu, du reste, que dans le Villafranchien inférieur des pays de Montpellier et de Lunel, le calcaire, loin d'avoir complètement disparu, tenait, encore de nos jours, une place importante.

D'ailleurs, si précieux que soient les enseignements de la série de Maraussan, ils ne sont pas utilisables, ailleurs, sans précautions sérieuses.

b) - Difficultés d'utilisation du critère morphologique :

Les données morphologiques de l'étagement recèlent des pièges: d'une vallée à l'autre et d'un point à l'autre d'une même vallée, il n'y a aucune équidistance des terrasses entre elles, parce qu'aucune raison n'impose le parallélisme de leur profil en long, ni de celui du thalweg actuel; en outre, ainsi que nous l'avons marqué, les niveaux supérieurs ne sont que médiocrement et, parfois, incomplètement conservés, sous la forme de buttes isolées, souvent affaissées sur elles-mêmes, au-dessous de leur altitude originelle moins par altération que par érosion du cailloutis remobilisé à cause de la faiblesse de son substrat.

La vallée de l'Hérault offre un bon exemple de ces difficultés. La basse vallée du Lez en introduit une autre: la fossilisation presque totale de la terrasse würmienne, très basse, par les limons modernes (Carte au 1/20 000ème des formations superficielles, région Est de Montpellier, J.M.LAPORTERIE et J.L.MERCIER: Novembre 1970). Ces pièges nous ont posé deux catégories de problèmes: l'une de cartographie pratique, l'autre de recherche théorique. Quant au premier, en raison de l'échelle, nous n'avons cherché à représenter les étagements complets que dans les grandes vallées. Pour les petites, nous avons dû, le plus souvent, ignorer le phénomène des terrasses - pour les moyennes, nous avons préféré, au dessin confus d'un étagement illisible du fait de l'exiguïté de certains témoins, exprimer seulement l'extension de la terrasse la mieux représentée. Quant au second problème, il nous a amené, sur le terrain, à refuser tout raccordement trop lointain et à toujours associer données morphologiques et pédologiques .

c)-Difficulté d'utilisation du critère pédologique:

Les données pédologiques sont, du reste, d'un manière peut-être plus délicat encore. Nous nous ferons, ici, l'avocat des idées défendues par J.BARRIERE (Séminaire pré-cité, Montpellier, Faculté des Sciences, Mai 1971).

-La signification climatique de la série de
Maraussan :

L'illusion qui a pu prévaloir, il y a une décennie et en faveur de laquelle on croyait pouvoir définir un type de sol

climatique unique pour chacun des niveaux quaternaires et qui en soit, en quelque sorte, signalétique dans tout l'ensemble régional, quel que soit le bassin fluvial considéré et quelle que soit la roche-mère, doit être abandonnée. En réalité, ce que montre l'ensemble de Maraussan, c'est une série continue où l'on passe d'un niveau à l'autre, des plus récents aux plus anciens, par transitions ménagées, des sols légèrement brunifiés aux sols "rouges méditerranéens", en passant par des sols faiblement fersiallitiques à réserve calcique, des sols fersiallitiques modaux (d'abord encore pourvus de réserve calcique; puis lessivés), enfin par des sols fersiallitiques fortement lessivés. Il est évident que les sols les plus anciens sont aussi les plus évolués, mais dans le sein d'une même famille, définissant une tendance largement régionale dont les effets ne sont apparemment diversifiés que par la durée de son application. Le caractère climatique ne semble pas se traduire, ici, par des épisodes singuliers, mais bien par des actions cumulatives de même sens, dans le cadre zonal, ou, sans doute, mieux: régional, s'agissant du bassin méditerranéen. Ce qui a varié essentiellement, c'est l'intensité des phénomènes, partiellement, mais, sans doute, non totalement paralysés, au cours des phases froides et sèches; exaltés, au contraire, lors des récurrences humides et plus chaudes. D'où une variation dans la profondeur atteinte par les actions pédologiques de lessivage et d'accumulation-variation de profondeur qu'il convient de combiner avec la troncature mécanique des horizons supérieurs des paléo-sols.

-Les effets de la troncature des horizons
supérieurs des paléosols-Les enseignements
du piedmont de Mauguio :

C'est ainsi que le piedmont de Mauguio, au Nord de cette localité et à proximité immédiate du passage à niveau de la D.12, nous a montré un encroûtement calcaire, puissant de 30 à 40 centimètres, enfoui sous 60 à 70 centimètres environ de limon rutilant rongé et comme "karstifié" sur ses deux faces et particulièrement sur la face supérieure, témoignant par là que, formé sous certaines conditions de pédogenèse active, et à une certaine profondeur (horizon Bca), il s'est trouvé, ultérieurement, rapproché de la surface par érosion mécanique de cette dernière et, de ce fait, inclus dans la tranche de lessivage. Depuis, de nouvelles accumulations calcaires, plus discrètes, moins indurées ont fait leur apparition, en rapport avec la mise en place par colluvionnement du limon de surface, du fait d'une nouvelle pédogenèse, de même type, mais infiniment moins active. L'unité de tendance n'exclut donc pas la possibilité d'incidents locaux complexes.

-Influence de la roche-mère sur le degré apparent
de l'évolution des profils :

Du reste, des sols d'un degré d'évolution comparable peuvent exister sur des formations auxquelles leur position topographique assigne des âges très différents: ainsi la rubéfaction du Würm tardif de l'Orb n'est pas plus prononcée que celle de certaines dunes du Flandrien moyen. Inversement, des

formations du même âge portent des sols très différents: le démontre, non loin de St-André-de-Sangonis, la confluence des nappes alluviales rissiennes de l'Hérault (matériel siliceux) et de la Lergue (où prédominent dolomies et calcaires causse-nards, basaltes et sables rouges du Lodévois). Les sols de la nappe de l'Hérault sont plus complets et moins altérés (2,5 mètres de puissance). Ceux de la nappe de la Lergue ont un profil moins diversifié et se montrent comme affaissés sur eux-mêmes (0,8 mètre de puissance), l'horizon A2 recouvrant directement un horizon Bt argilique, encore riche en calcaire, qui surmonte à son tour un encroûtement carbonaté. Nous sommes enclin à rendre l'inégale évolution pédologique, conséquence de la composition lithologique différente des stocks alluviaux initiaux, responsable des puissances dissemblables qui ont été constatées. Reconnaissons, toutefois qu'on ne peut a priori, exclure la possibilité d'une différence de puissance originelle assez admissible, du reste, si l'on considère le rapport des modules respectifs des deux cours d'eau. Quoi qu'il en soit, la confluence précitée se traduit dans le paysage par un talus de 1,5 mètre, environ.

-Facteurs perturbant l'évolution pédologique:
fossilisation et hydromorphie :

Au total, l'on conçoit que, pour effectuer des comparaisons portant sur les paléo-sols, d'un bassin à l'autre ou d'un lieu à l'autre du même bassin, il soit nécessaire de reconstituer d'abord, avec soin, le matériau alluvial initial,

dont le spectre pétrographique, difficile à rétablir pour les nappes les plus anciennes, peut être modifié, dans l'espace, par l'arrivée d'un affluent et, dans le temps, par la réalisation d'une capture ou d'un déversement, non sans tenir compte, encore, de l'environnement. Ainsi du volcanisme, par le jeu d'une fossilisation précoce sous un épanchement susceptible de bloquer l'évolution pédologique à un stade de début, alors qu'elle se poursuit alentour. Ainsi de l'influence du substratum dont le mauvais drainage peut induire des effets d'hydromorphie. Cette influence du substratum est d'autant plus forte que la nappe alluviale est plus mince et plus étalée, peu perchée au-dessus du lit mineur. Ce sont là les conditions mêmes que nous avons définies, pour les épandages du Quaternaire ancien, jusqu'au Günz et, quelquefois, au-delà, jusqu'au Mindel. Aussi ne faut-il pas s'étonner si les signes d'hydromorphie (bigarrures de pseudo-gley, au niveau du colmatage argileux) y sont particulièrement fréquents. Ils sont attestés par J. BARRIERE (séminaire pré-cité, Montpellier, Faculté des Sciences, Mai 1971). Nous avons pu les observer dans le piedmont de Mauguio où intervient une tendance subsidente favorable. A contrario, de tels signes d'hydromorphie sont plus rares dans les niveaux récents pour lesquels les conditions de circulation de l'eau s'avèraient différentes, en fonction de la tendance, plus avant notée, à l'étagement des formes et, par conséquent, de la possibilité, après le dépôt des nappes, d'une incision plus rapide, en un thalweg plus étroit.

Le phénomène d'hydromorphie n'est pas inconnu sur les hauts niveaux de Maraussan. Mais un privilège demeure pour la vallée de l'Orb: l'homogénéité parfaite de son alimentation alluviale, pendant toute la durée du Quaternaire. D'où la netteté sériale signalée plus avant.

3)-L'importance des "héritages" dans les formations quaternaires :

A son terme antérieur, comme nous l'avons entrevu, cette série, néanmoins fait problème. Les sols du Villafran-
chien ancien à kaolinite ont un cachet tropical. Est-ce à dire qu'on puisse concevoir un passage continu des sols fersiallitiques méditerranéens aux sols rouges tropicaux? Ou bien faut-il admettre un simple phénomène d'héritage, concernant ce niveau ancien? Nous avons déjà donné nos raisons en faveur d'argiles héritées. Mais la nature est complexe et il est possible de soupçonner, qu'en l'espèce, un processus n'exclut pas l'autre. La question, en son état actuel, doit, faute d'argument décisif, être laissée en suspens.

Cette réflexion nous conduit, pourtant, au cas des sols, non pas exactement "lithochromes", mais plus précisément "pédochromes" et à leurs enseignements. Les sols fersiallitiques, signalée aux paragraphes précédents, se sont établis in situ ; le cas le plus simple étant celui où l'évolution pédologique s'est imposée à une roche-mère formée de matériaux (régolithes, couvertures de glaciais ou nappes alluviales), fragmentés

au besoin transportés plus ou moins loin, mais déposés à leur emplacement actuel, dans un état chimiquement frais :

a)-L'exemple de la carrière de Grabels:

Il n'en va pas toujours ainsi. La carrière ouverte entre Grabels et le Mas gentil, sur le flanc Est du synclinal de St-Gély-du-Fesc (feuille de Montpellier), propose un exemple significatif. Au-dessus d'une grèze formée de cailloutis gélifractés aux dépens du calcaire lacustre du Lutétien supérieur, à peine solifluée sur une courte distance, dans une matrice limoneuse d'abondance moyenne- peu différente d'un régolithe élémentaire, par conséquent -se développait, sur une puissance de quelques décimètres à un mètre, une sorte de croûte bréchique à ciment limono-calcaire de teinte café au lait, agglomérant des palets à cupules de la taille du centimètre, en provenance du même matériau, mais mieux classés; croûte que l'exploitation du matériau sous-jacent pour les travaux publics, a dérangée. Il est improbable qu'il s'agisse d'un encroûtement qui se soit formé en surface, dans la position où on pouvait l'observer il y a quelques années, avant l'ouverture de la carrière. Il a dû être surmonté d'éléments meubles que l'érosion aura dispersés, du fait du perchement de ce gisement, sans doute risien si l'on se fie à sa position sur un éperon mis en valeur ultérieurement à la mise en place de deux formations superficielles en cause. Cette croûte, en tous cas, n'est pas un phénomène pédologique et nous aurons garde d'en faire un horizon Bca. Le classement qui caractérise ses grains, sa disposition ra-

vinante par rapport au pseudo-régolithe sous jacent, l'absence de toute zone de transition, tant à son sommet qu'à sa base, le défaut d'horizon de colmatage argileux prouvent qu'il s'agit d'un matériau qui a connu un déplacement un peu plus important que celui sur lequel il repose. Lui-même est uniformément coloré et induré. La coloration, n'affectant que la surface extérieure des cailloutis, ni la cimentation ne sont donc pédologiques; le cailloutis supérieur a dû être mis en place, tout enveloppé de son limon rougeâtre, puis se cimenter rapidement grâce à l'apport des eaux dures venues du haut du versant, sans relation avec le cailloutis inférieur qu'il ravine et fossilise et qu'on ne peut, ainsi, nullement traiter comme un horizon C.

b)-Types de dépôts pédochromes:

Le caractère pédochrome, fondé sur l'homogénéité verticale des coupes, tant en ce qui concerne le spectre pétrographique que la granulométrie et les signes d'altération (ou pseudo-signes d'altération, lorsqu'il s'agit seulement de l'enveloppe des palets par des éléments adhérents de la matrice, véritable "maquillage")-notamment le plus spectaculaire, savoir: la couleur- s'avère très répandu en Bas-Languedoc et, pour des formations tout à fait remarquables, du fait de leur puissance et de leur nature: grèzes et éboulis lités, "loess", colluvions.

-Les dépôts caillouteux des glacis- cônes et
glacis de piedmont (Gardiolo, Aniane) :

Concernant les dépôts caillouteux pédochromes, généralement de caractère ordonné, nous retiendrons surtout les glacis-
cônes et les glacis de piedmont, eux-mêmes résultant fréquemment de l'édification de cônes de déjection coalescents dont la topographie s'est trouvée ultérieurement égalisée par la "sheet erosion": Nord-Ouest du bassin d'Aniane, piedmont Sud-Est de la Gardiolo. Les replats du haut Lodévois, bien que glacis de versants de la vallée de la Lergue, mais d'une exceptionnelle ampleur et puissance, entrent dans cette catégorie. Fait significatif, il s'agit d'édifices brutalement construits, à partir de matériaux transportés sur des distances faibles (quelques centaines de mètres, d'où l'absence d'émoussé) mais point négligeables, et, par conséquent, ayant été non seulement fragmentés, mais encore partiellement altérés en amont, préalablement à leur déplacement. Si l'ensemble de tels dépôts apparaît, de ce fait, constant, du bas en haut des coupes, malgré sa mise en place par lits successifs (ou par coulées solifluées successives), il n'est pas simple pour autant: l'on a vu que les palets calcaires y sont relativement frais, donc vraisemblablement débités peu avant leur transport, tandis que les argiles et limons y prennent des caractères évolués qui évoquent l'héritage plus ancien, tant de paléo-sols que de la terra rossa sur roche carbonatée résistante. De ces produits colorés qui ont été arrachés aux surfaces karstifiées dans une ambiance d'érosion mécanique, il convient de rapprocher les argiles rougeâtres chargées de sels ferriques

qui donnent leur teinte à ces dépôts chimiques que sont les tufs à végétaux, subordonnés aux masses calcaires. Lorsque, enfin, l'origine se situe dans les marno-calcaires, les dépôts de cailloutis pédochromes n'appellent, sans doute, pas d'autre explication que le remaniement de paléo-rendzines rouges. A contrario les formations les plus récentes (Würm tardif, Holocène) font moins de place aux reliques d'anciens sols, sans doute déjà très largement démantelés, et davantage aux débris des couches du cadre géologique lui-même.

-Les limons loessiques (Lédénon-Collias):

Nous classons, parmi les formations pédochromes ce que, depuis les travaux de P. MARCELIN (1926) l'on a nommé "loess", en notre région. L'on sait qu'ils sont considérés comme reprenant, principalement par transport éolien, les fins gélifracts provenant de la destruction de la molasse. Leur aire d'extension, sans réussir à la recouvrir entièrement, est tout entière incluse dans les limites atteintes par la transgression miocène; à l'intérieur de ces dernières, elle correspond au domaine des vents locaux violents canalisés par le couloir rhodanien (Mistral, "phénomène géologique"). Les loess ont originellement la couleur jaunâtre des sédiments miocènes. Mais leur rubéfaction est fréquente. Elle est, certes, un phénomène pédologique, mais qui ne s'est pas produit dans les gîtes actuels de cette formation fine. En effet, là où elles sont puissantes de plusieurs mètres (Lédénon, Collias), les accumulations de loess montrent un matériel impur, relativement gros-

sier, parfois un peu sableux, évidemment remanié, éventuellement entrelardé de lits de cailloutis. Les gisements de points bas (Lédénon) ou à mi-pente (Collias) suggèrent que ces poudres, d'abord prises en charge par le vent, ont été ultérieurement ruisselées. Ce n'est pas aux beaux spécimens d'Alsace qu'il faut les assimiler; leur apparence rappelle vaguement les plus grossiers des lehms remaniés de cette province, à ceci près que nos formations languedociennes sont à la fois, moins décarbonatées et moins enrichies d'argiles. De toutes façons, leur altération qui ne peut faire de doute, se montre égale à elle-même, sur toute la hauteur des coupes visibles.

-Les colluvions fines(Blancard y -Est du bassin de Ganges, Mauguio).

Dans le cas de beaucoup de colluvions fines, on peut aisément en déterminer la provenance, proche et précise. Ainsi, dans l'Est du bassin de Ganges, les limons ocrés qu'entaille le cours du ruisseau de Garonne, au Nord de la ferme de Blancard y, procèdent du lavage du cône et du glacis rissien, caillouteux et partiellement cimenté en brèche, observable près de Ginestous. Le grand glacis mindelien de Mauguio est, en réalité, assez complexe, affecté de retouches rissiennes et würmiennes, qui n'ont entraîné que des dénivellations généralement inférieures à deux mètres. Ce glacis remanie des cailloutis et, surtout, des volumes considérables de limons qui règnent presque exclusivement vers l'aval où les coupes assez médiocres dont on peu disposer dans ce bas-pays, les montrent rubéfiés de façon homogène

sur la totalité de leur tranche et franchement colluvionnés. La nette filiation de ces colluvions aux dépôts du Tertiaire supérieur et du Quaternaire ancien qui soulignent le contact de la plaine et de la Garrigue, en amont, a, d'ailleurs, été formellement reconnu (P. RUTTEN, G. BOUTEYRE, J. VIGNERON :1963).

1)-Colluvionnement anthropique et colluvionnement géologique :

Beaucoup de colluvions languedociennes ont une origine anthropique et donc un âge généralement postérieur au Würm. On les observe, du reste, dans les creux topographiques entaillés par les rivières, donc aux points les plus bas du paysage, mais fossilisant des cailloutis gélifractés. Certaines ont 2 à 3 mètres de puissance, qui ont été reportées, sans doute avec raison, à la grande phase de déforestation inaugurée au Néolithique. On identifie ces colluvions récentes au fait qu'elles recèlent, en place, des fragments d'industries tardives, notamment des tessons de poterie. R. DUGRAND (1963) leur attribue la valeur d'un véritable cycle d'accumulation. Les processus qui leur ont donné naissance ne sont, d'ailleurs, pas éteints. Dans le cadre du cadastre actuel, on note une augmentation de puissance de la couche arable, à l'aval des parcelles cultivées, d'ordre décimétrique. Il semble que la révolution agricole du XIX^{ème} siècle, en substituant à l'assolement biennal céréalier, relativement ménager du sol, une arboriculture livrée aux labours de désherbage qui le couvre mal, soit, malgré les affinités biostatiques et l'atonie relative du système morpho-climatique actuel, pour quelque chose dans l'activité persistante

du colluvionnement.

Mais il est des colluvions plus anciennes qui ne doivent leur existence qu'à des conditions strictement naturelles. L'exemple précité du piedmont de Mauguio entre dans cette catégorie. On en est assuré grâce à deux ordres de preuves différentes. D'une part, sa situation hiérarchique, eu égard à l'étagement d'ensemble des formes et à la stratigraphie des dépôts continentaux du Quaternaire: succédant aux cailloutis du Quaternaire ancien qui le dominent, il précède deux autres formations, attribuables, respectivement, au Riss et au Würm qui s'inscrivent très légèrement en contre-bas, par rapport à lui. D'autre part, il porte les marques d'évolutions pédologiques ultérieures à sa mise en place. Nous avons eu l'occasion de signaler, plus haut, l'existence de deux horizons Bca, inégalement anciens et développés, signe de deux équilibres successivement réalisés, dans le cadre d'une même tendance à la formation de sols fersiallitiques méditerranéens; la constance de cette tendance étant d'autant plus remarquable que l'ambiance climatique a suffisamment varié pour que soient juxtaposés, sur ce piedmont, des traces d'hydromorphie, dans les horizons les plus bas et des crotovinas, dans les plus élevés. Une évolution pédologique aussi complexe témoigne sans équivoque de l'ancienneté de la phase principale de mise en place des colluvions aux dépens desquelles celle-là s'est développée.

11)- Les colluvions pédochromes, en tant que roches-mères affectées de nouvelles pédogenèses (Mauguio):

Bien entendu, concernant une formation de texture aussi fine, l'on doit tenir compte de la concurrence à laquelle se sont livrées, dans le temps, morphogenèse et pédogenèse: troncatures et colluvionnements secondaires sont, nous le savons du reste, à l'origine de la réalisation d'équilibres nouveaux, se traduisant par la corrosion, d'un côté, et la tendance à la multiplication des horizons d'accumulation calcaire, de l'autre. Rien ne s'oppose, en tous cas, à la pédogenèse réalisée aux dépens d'une formation pédochrome. Simplement, résultant, elle-même, de l'érosion et du transport des éléments de sols allochtones et plus anciens, elle sert de roche-mère une roche-mère déjà altérée à la nouvelle évolution pédogénétique. Le sol pédochrome, jouant ce rôle de roche-mère, montre, on s'en souvient, un profil homogène dans son ensemble; le nouveau sol qui se développe à son sommet y crée, au contraire, des horizons. De la sorte, la partie haute de la coupe, sans lui être entièrement étrangère, tend à se différencier de la base.

c)-Dépôts pédochromes et déphasages chronologiques:

La prise en considération des dépôts pédochromes, quelles que soient les altérations pédologiques qu'ils ont pu enregistrer depuis leur mise en place, comporte d'indispensables enseignements: ils sont introducteurs de déphasages importants.

-Production de débris et transport:

Dans une grèze périglaciaire classique ou dans un éboulis semi-aride, l'espace de temps survenant entre la fragmentation de la roche et la mobilisation des débris, d'une part; leur étalement dans le nouveau dépôt climatique (même s'il a nécessité un certain transport ménageant des étapes coupées de repos), d'autre part, s'avère, du point de vue de notre échelle temporelle, pratiquement négligeable. Au contraire, tout dépôt pédochrome implique que la création et l'altération du matériau superficiel relèvent d'un épisode morpho-climatique fondamentalement différent de celui qui a présidé au transport et à l'accumulation. Mieux: il y a tout lieu de penser que déplacement et accumulation ont été extrêmement rapides pour les formations, à la fois puissantes et homogènes, qui ont été décrites plus haut. En revanche, la préparation du stock de palets calcaires- que ce soit par thermoclastie ou gélifraction, nous essaierons d'en décider le moment-venu a dû prendre un peu plus de temps; et davantage encore, la formation de la matrice fine argilo-limoneuse et rubéfiée.

Somme toute, la formation de la matrice fine a requis un type d'équilibre afférent à un système morpho-climatique où prédominent les actions bio-chimiques et qui définit, proprement, la biostasie, génératrice des sols et de leurs argiles. Dans un système d'érosion différent, où prédominent les actions mécaniques, non seulement les vieux sols hérités ont été enlevés à la surface des massifs karstiques dominant les dépôts quater-

naires en cause, mais leur substrat calcaire a été l'objet d'un important débitage superficiel. Les argiles relevant d'anciennes pédogenèses, piégées dans les fissures, ont pu aider à l'éclatement de leur support cohérent, soit par la simple variation saisonnière de leur teneur en eau, en régime semi-aride, soit parce qu'elles favorisent la ségrégation des lentilles de glace, en régime périglaciaire. Mais, naturellement, leur déblaiement livre les faiblesses potentielles de la roche, ainsi exposée, aux actions météoriques. Et nous retrouvons la succession: lapiés couvert, lapiés exhumé, clavier (thermoclastique ou gélifracté) nourrissant les accumulations quaternaires de cailloutis. Reste que la production rapide de ces derniers, leur mobilisation facile, leur transport accéléré (puisqu'ils ne sont généralement pas altérés, pour le Quaternaire moyen, et jamais pour le Quaternaire supérieur), leur accumulation brutale et souvent massive, impliquent également des modifications du tapis végétal, dans le sens d'une crise rhexistasique qu'il faudra tenter de préciser. Au total, il s'agit de formations dont la préparation est longue et polyphasée et dont la mise en place est due à une brève phase de déséquilibre bioclimatique.

-Pédogenèse et accumulation :

Par ailleurs, comme ce qui précède le sous-entend, les rapports de l'accumulation et de la pédogenèse sont également déphasés; dans le cas d'une grêze périglaciaire ou d'un éboulis semi-aride: l'accumulation précède, la pédogenèse suit.

Dans le cas d'une formation pédochrome, la pédogenèse qui définit le faciès de la plus grande partie du dépôt a précédé l'accumulation. Si un nouveau sol se forme, ultérieurement, et quel que soit son intérêt quant aux précisions qu'il peut apporter, en vue d'une tentative de datation, il ne fournit qu'un détail supplémentaire, généralement localisé au sommet de la coupe. Ainsi les horizons à accumulation calcaire dans les limons colluvionnés de Mauguio. Pour que de tels sols imposent des modifications jusqu'à la base du profil, par une nouvelle altération de l'horizon C "pédochrome", il faut qu'ils soient extrêmement puissants, c'est-à-dire anciens.

-Défaut de synchronisme strict entre les différents types de dépôts recensés:

Mais les déphasages les plus gros de conséquences résultent de la dynamique même de l'ensemble de nos formes et formations pléistocènes. Constatons, en effet, le défaut de synchronisme strict des divers types de dépôts que nous avons recensés.

1)-Eboulis périglaciaires-

-Liés à la macro-gélifraction (cycles saisonniers de gel- dégel) ou à la micro-gélifraction (cycles diurnes nombreux) l'examen du terrain prouvant, comme on l'a vu, que cette dernière était de beaucoup la plus répandue en Bas-Languedoc-Roussillon, les éboulis périglaciaires directs constituent, naturellement, une réponse immédiate au phénomène du froid.

2)-Matériaux des terrasses:

-Les terrasses, nourries des apports latéraux de gélifracts, en provenance des versants, et des apports linéaires d'amont, rassemblés, pour nos organismes fluviatiles les plus puissants (Orb, Hérault, Gardons, Cèze, Ardèche), dans de hauts bassins au climat rigoureux, impliquent également des accumulations contemporaines du froid.

On pourrait, certes, concevoir théoriquement une période de latence, exigée par le transport de ces alluvions venues de l'amont, transport qui se fait par étapes, avec immobilisation d'une crise à l'autre, toutes n'étant pas efficaces. En pratique, l'examen des coupes ne l'impose pas, les alluvions recouvrant toujours directement la roche en place, se mêlant aux paillets de versant, sans les fossiliser véritablement. Peut-être peut-on admettre que, le froid s'étant d'abord installé dans la montagne, lorsque les cailloutis qu'il y a libérés parviennent enfin, dans le bas-pays, les températures, pour ce dernier, sont désormais assez faibles, de telle sorte que la gélifraction s'y empare des versants.

Mais, a contrario, l'on a vu que les éboulis de pente et les couvertures de glaciis venaient, assez régulièrement, coiffer le haut des terrasses, signe que l'incision qui perche ces dernières au-dessus du thalweg, a débuté avant que ne se soient stabilisés les versants contigus. Nous pensons qu'un affaiblissement des débits et des abandons de charge survenus à l'amont ont pu restituer localement aux cours d'eau la puissance nette

suffisante, ce qui implique un changement climatique et une certaine avance dans la réalisation du nouvel équilibre hydrologique qui en résulte, sur la réadaptation du tapis végétal.

3)-Dépôts pédochromes caillouteux -

-Quant aux accumulations pédochromes, l'évidente rapidité de leur dépôt, comme leur puissance ordinaire, incitent à les situer en phases de déséquilibre. Il semble, cependant, que les données du problème soient un peu différentes, suivant qu'il s'agit d'entassements de cailloutis ou de dépôts principalement composés de limons. Remarquons que les accumulations de palets montrent ceux-ci enveloppés de films limoneux qui les colorent, prouvant qu'ils ont été enlevés en même temps que des portions de paléo-sols beaucoup plus fragiles qu'eux. La phase de mobilisation doit donc succéder à une période de biostasie où la pédogenèse a disposé du temps nécessaire pour se développer. Mais le déplacement des palets, en grande quantité suppose également une réelle compétence des flux qui ont assuré le transport, s'agirait-il de courants boueux. Sans doute peut-on se demander la nature exacte des processus qui ont occasionné le débit de ces cailloutis: gélifraction ou thermoclastie, ce qui revient à poser la question de la nature "périglaciaire" ou semi-aride des phases rhexistasiques responsables. Néanmoins, concernant les cailloutis, nous pensons pouvoir paralléliser les principales d'entre-elles avec les phases des grands cavènements décelés dans les grottes au début des périodes froides - du moins pour le Pléistocène supérieur. Cette hypothèse satisfait aux conditions qui ont été

énoncées: séquence succédant à une période de biostasie, affectée d'une brève durée et garantissant des écoulements de compétence élevée. En tous cas, les relations altimétriques et de contiguité de ces dépôts pédochromes caillouteux avec les terrasses climatiques n'interdisent pas une telle solution.

4)-Dépôts pédochromes: le cas des colluvions fines -

-On connaît, sans doute, des limons alternant avec des cailloutis (loess ruisselés et graviers de Collias-feuille d'Uzès). Toutefois, la plupart des colluvions fines reposent sur des cailloutis gélifractés; cela nous interdit de situer le dépôt des premières lors du passage d'un "interglaciaire" vers une période froide, ce qui comporterait un ordre de sédimentation rigoureusement inverse. On ne peut, non plus envisager la transition "périglaciaire"- "interglaciaire" qui ne laisserait que trop peu de place à une pédogenèse antérieure au transport, nécessaire, pourtant, afin de rendre compte de l'altération homogène des colluvions sur toute la hauteur de leur tranche. A la condition qu'aucune incision notable ne se soit produite entre les phases successives des dépôts, on ne voit pas que l'étalement de limons survenant après la mise en place des cailloutis puisse sérieusement déranger ceux-ci. Les crues du Lez, post-glaciaires à actuelles, n'ont-elles pas abandonné leurs fines particules, transportées en suspension, en recouvrement de la terrasse würmienne de cette rivière, beaucoup plus caillouteuse, sans, pour autant, la raviner. Pour toutes ces raisons, il nous

paraît convenable d'attribuer ces dépôts pédochromes limoneux à une ou plusieurs ruptures d'équilibre (par instabilité thermique ou pluviométrique), survenant au cours de périodes "interglaciaires", particulièrement en leur début, soit avant que l'entaille verticale des thalwegs ait acquis de l'importance. Des accumulations, pareillement situées dans le temps, ont été récemment signalées au Maroc, imputables à des causes fondamentalement climatiques (et non eustatiques) (Voir G.BEAUDET:1971).

d)-Evolutions polyphasées et formes d'accumulation polygéniques :

Chaque dépôt pédochrome, à considérer l'ensemble de sa genèse et non le seul épisode bref de son ultime mise en place, apparaît donc comme polyphasé. Il convient d'ajouter que certains glacis d'accumulation qui ont fonctionné à plusieurs reprises et sur un long espace de temps, admettent, à les considérer dans leur totalité, plusieurs dépôts pédochromes successifs. Un bon exemple est fourni par le piedmont Sud-oriental de la Gardiole. Bien entendu, une analyse, menée pas à pas, permet d'isoler les accumulations successives, non seulement par les caractères différents que leur confèrent les marques plus ou moins affirmées des héritages paléo-pédologiques et ceux d'actions mécaniques antérieures au transport (degré de rubéfaction, abondance des argiles kaoliques, pour la matrice fine, granulométrie des palets calcaires), mais encore par les détails d'ordre métrique de leur position topographique (phénomènes d'étagement et, plus fréquemment d'emboîtement, à cause de la tendance subsidente du

milieu sub-littoral). Il demeure d'ailleurs, que, du fait même de cette subsidence, les dénivellations se montrent très médiocres et que, contemplé du Mont-St-Clair, à Sète, ce piedmont, prenant appui sur la surface rocheuse néogène, à l'amont, donne une grande impression d'unité. Deux points d'observation sont particulièrement significatifs.

-Le cône des Pierres, près de Mireval -

Le premier est situé entre Mireval et Frontignan, au lieudit: "les Pierres". On y identifie d'abord un cône de déjection, entassant des cailloutis locaux, crachés par le petit ravin de la Combe Fourche. L'aspect gélifracé des cailloutis; leur faible "maquillage" de limon à peine ocré, d'une teinte semblable à celle de la matrice fine qui les accompagne; la plongée du cône sous le Flandrien littoral, permettent de lui assigner un âge würmien relativement récent. Sa tête s'enracinait dans la gorge du petit rû qui, depuis, a entaillé l'amont de la zone d'accumulation. Au creux même de cette entaille, l'on peut remarquer des dépôts encore plus récents (fini-würmiens ou post-würmiens, plus hétérométriques, plus "terreux", de teinte plus claire). Par contre en s'éloignant de l'axe du ravin, l'on passe à des formations où le caractère de dépôt de pente l'emporte, plus limoneuses et beaucoup plus rutilantes, sans que les palets en soient absents et dans laquelle le tiers supérieur du cône s'était emboîté, sans grande dénivellation topographique. Une recherche qualitative, portant sur les argiles de ce dépôt, réalisée pour notre compte grâce à l'amabilité

de Mme M. TERS, a montré des chlorites, sans doute héritées d'un ancien voile de molasse déployé sur le bas plateau étendu à l'amont et, aujourd'hui, complètement détruit (P. DEMANGEON: 1959, p. 228), et, en sus, de faibles quantités de kaolinite et d'illite, en provenance, les unes d'anciens sols et d'anciens karsts développés sur les calcaires durs, les autres, de l'érosion des marnes, tous deux caractéristiques du relief dominant. Plus loin encore de l'axe du ravin, notamment vers le Sud-Ouest, on passe, par transition de la formation de versant pré-citée, à la terra rossa d'un système de lapiés et de poches, éventrés par la tranchée de la Nale 108. Si donc le cône wurmien est bien caractérisé, l'ensemble du dépôt de pente dans lequel celui-là s'est inscrit, apparaît à la fois comme complexe et néanmoins difficile à dissocier en fonction d'épisodes successifs qu'il semble tous résumer, jusqu'aux terres rouges karstiques qui se trouvent à l'origine de la matrice fine, abondante et colorée, prenant, après remaniement et mélange, l'aspect d'un dépôt de pente pédochrome et emballant les cailloutis, de plus en plus nombreux vers l'axe du ravin.

- La carrière de Frontignan -

Le Nord immédiat de Frontignan nous fournit un second exemple, plus simple et d'autant plus significatif. C'est une carrière que l'on atteint à quelques centaines de mètres de la bordure Nord-Ouest de la ville, proche du chemin du Mas Rambault (D. 219 emb.), à la hauteur de la cabane Vidal et du Mas d'Auger. Elle montre une accumulation de cailloutis calcaires

en provenance du Massif de la Gardiole sur près de 15 mètres d'épaisseur visible, très hétérométrique mais d'allure litée, avec ou sans cupules de gel, mêlés de pisolithes limoniteuses empruntées à la mince couverture démantelée des surfaces paléogènes sommitales et maigrement empaquetés de limons argileux orangés, de teinte très chaude. Dans l'analyse qualitative des argiles faite à notre demande, Mme M. TERS signale kaolinite, illites et chlorites, en quantité moyenne et à parts à peu près égales. La richesse en kaolinite, un peu supérieure à celle notée pour le cône würmien des Pierres, traduit logiquement le caractère moins avancé du déblaiement des paléo-sols surincombants; en effet, par sa position topographique, 20 à 30 mètres au-dessus du niveau flandrien, la formation de Frontignan doit être définie comme anté-würmienne. Les apports linéaires, en provenance du ravin que remonte l'embranchement de la D 129, ont joué un grand rôle dans la mise en place de cette accumulation, parvenus dans la zone aval de rupture de charge. Là encore, l'unité de la plus grande masse et sa grande épaisseur, selon les faits observables dans notre région, ne laissent aucun doute sur la rapidité tout à fait remarquable du dépôt. Une cimentation, puissante en quelques points de plusieurs mètres en affecte surtout la partie supérieure; elle ne saurait étonner en contre-bas d'un massif calcaire et marno-calcaire aux eaux dures, ni pour une construction sise au débouché d'un drain concentrant les apports liquides. Toutefois, le caractère d'unité, ci-dessus noté, n'est pas total. Le thalweg, venu de

l'amont se prolonge dans la carrière dont il a éventré les cailloutis, et cela au moins deux fois. En effet, au débouché du lit actuel, et sur sa rive droite, on aperçoit, plaqué contre le matériau plus haut décrit, une formation différente: moins hétérométrique par raréfaction des gros blocs, beaucoup plus terreuse, nullement rubéfiée et pratiquement pas cimentée. Ses caractères sont ceux des formations de "débâcle" du Würm terminal, dans notre région. A quelques mètres plus à l'aval, sur la rive gauche, cette fois, on retrouve ce dépôt terreux, en position nettement ravinante par rapport à la première nappe. En ce lieu, deux enseignements doivent être dégagés. D'une part, l'affleurement de rive gauche prouve que le ravinement fini-würmien se faisait dans une direction légèrement différente de celle du thalweg actuel qui est dans l'axe de la carrière et parallèle au chemin D.129 : constatation, somme toute, banale que celle du balayage d'une zone d'accumulation par les flux linéaires successifs. D'autre part, l'on constate que la même topographie de glacis, sur cette rive gauche, recoupe, à la fois, la première accumulation et le matériel plus récent qui la ravine. Ainsi se confirme, à Frontignan, l'impression tirée avec moins de clarté de la coupe des Pierres, savoir que la simplicité des formes de ce grand piedmont d'accumulation masque une édification complexe, polyphasée, pour ne pas écrire polygénique.

D- Des formes d'érosion polygéniques: les types régionaux de versants au-dessus des terrasses et des glacis :

Une évolution polygénique nous paraît nécessaire, en tous cas, pour rendre compte, au-dessus du niveau où l'on rencontre, ordinairement glacis et terrasses, des formes de versants typiques de notre région, analogues, du reste, à celles qui ont été décrites en Provence (J. NICOD: 1967, pp. 108-116): versants à longue portion rectiligne et grands versants concaves qui s'opposent aux versants en tout ou partie structuraux.

1)- Les versants structuraux:

a) Les conditions de leur mise en valeur:

- Conditions lithologiques -

Nos versants structuraux sont partiellement rocheux, puisqu'ils sont ornés de corniches. Quelques facteurs favorisent le développement de ces dernières. En premier lieu, la nature de la roche: calcaires massifs et bien cristallisés ou dolomie point trop poreuse, leur permettant une bonne résistance aux processus de fragmentation. Naturellement, celle-ci ne manque pas d'intervenir tout de même. Qu'il s'agisse du débitage en blocs plurimétriques, comme pour le Valanginien "miroitant" de l'Hortus, ou d'une fragmentation plus hétérométrique, telle qu'on la rencontre, en face, sur le flanc du St-Loup, à partir du faciès tithonique, ou encore, d'une arénisation propre aux calcaires dolomitiques, notamment, dans le domaine péri-caussenard, aux dépens de la "dolomie blanche" du

Kimméridgien; que la dynamique implique des chutes bloc à bloc, sans cesse répétées ou que se mettent en branle de grands pans du versant laissant derrière eux, après une courte crise, l'énorme cicatrice de niches d'arrachement, comme dans le "vallon" de Meyruéis où G. BEAUDET a bien voulu nous faire partager les premiers acquis d'une étude en cours, deux particularités s'avèrent essentielles: que la paroi rocheuse, quel que soit son recul, ne s'émousse pas et, demeurant ainsi sub-verticale, qu'elle ne s'envelisse pas sous ses propres débris. Toutefois, il est possible que ce soit alors que cet ensevelissement se produit que les calcaires dolomitiques préparent, en raison de l'exploitation de leur inégale teneur magnésienne, ce modelé ruinforme qu'on admire à Montpellier-le-Vieux ou à Mourèze et qui s'est trouvé révélé par le déblaiement ultérieur du "grésou".

-Conditions stratigraphiques -

Parmi les conditions favorables: la puissance, non pas exactement de la couche en cause, mais de chacun de ses bancs- c'est-à-dire, la tendance à la structure massive, accroissant leur résistance-et le fort contraste avec un horizon vulnérable sous-jacent, aidant à la mise en porte-à-faux de blocs ou même de paquets plus importants.

-Conditions glyptogéniques -

Toutefois, ces particularités, héritées des circonstances très anciennes de la sédimentation, n'interviennent pas seules. L'on sait qu'il faut aussi compter avec la rapidité de la dissection verticale, à partir de laquelle se sont développés les versants. C'est pourquoi, en notre région, les versants structuraux sont particulièrement fréquents dans le domaine péri-cévenol où les accidents tectoniques et une épirogenèse récente ont contribué à la création du volume montagneux et où les gorges sont nombreuses et vigoureuses. Dans la gorge de l'Hérault, en se plaçant un peu en aval de St-Guilhem-le-Désert, en regardant vers le Nord, on aperçoit, dominant de très haut, le flanc Est du relief dit "le Rocher" (altitude 712 mètres) qui offre à l'observateur, et cela d'un seul coup d'oeil, l'ensemble des corniches du Jurassique supérieur de ce secteur. Mêmes types de corniches abruptes aux flancs des gorges des Grands Causses, dans le canyon de la Vis, à la retombée orientale de la Séranne sur le pays de Buèges, etc...

b)-Le cas des surplombs" en abris sous roche":

Une catégorie de versants rocheux, en Bas-Languedoc comme en Provence, doit retenir l'attention: ce sont ceux qui offrent des surplombs en "abris-sous-roche". J. NICOD (1967) a montré comment leur alimentation se trouvait dans la dépendance, non des eaux pluviales qui interviennent peu et qui, du reste, ressuient très vite après l'averse, mais d'une humectation plus continue à partir d'infiltrations karstiques, dans la tranche

rocheuse située au-dessus du niveau du surplomb. L'Urgonien du canyon du Gardon en propose des exemples tout à fait typiques, en particulier à Collias et au Pont-du-Gard. De telles formes s'observent encore dans la vallée caussenarde de la Jonte: à notre sens, elles n'imposent nullement l'hypothèse qu'elles ont suggérée (J. CORBEL : 1954) d'une création de ce thalweg sub-aérien par effondrement généralisé du toit des cavités karstiques liées à une ancienne rivière souterraine. Sans doute le taraudage profond des calcaires a dû préparer l'incision des canyons, partout, essentiellement, où a régné un régime de nappe. Mais cela n'implique nullement que les flancs actuels de ces gorges soient identifiables, sur des centaines de mètres de longueur, avec d'anciennes parois de cavernes. Dans la plupart des cas, quelle que soit la préparation souterraine qui a pu intervenir, l'essentiel du modelé de la gorge est sub-aérien comme le montrent les replats de versants et les méandres imprimés avec leurs niveaux d'éperons plus ou moins aisés à reconstituer. Certes, la notion de méandre, en pays calcaire n'est pas incompatible avec le travail de taraudage souterrain, préparatoire à l'établissement de sections de vallées sub-aériennes: témoin le Pont-d'Arc. Mais, simple recouplement de pédoncule de méandre très aminci, celui-ci ne constitue pas un exemple généralisable (J. NICOD:1972). L'aptitude aux surplombs et aux abris-sous-roches, dans la majorité des cas, s'explique, moins spectaculairement, par les facilités offertes à une gélifraction quaternaire menue sur des

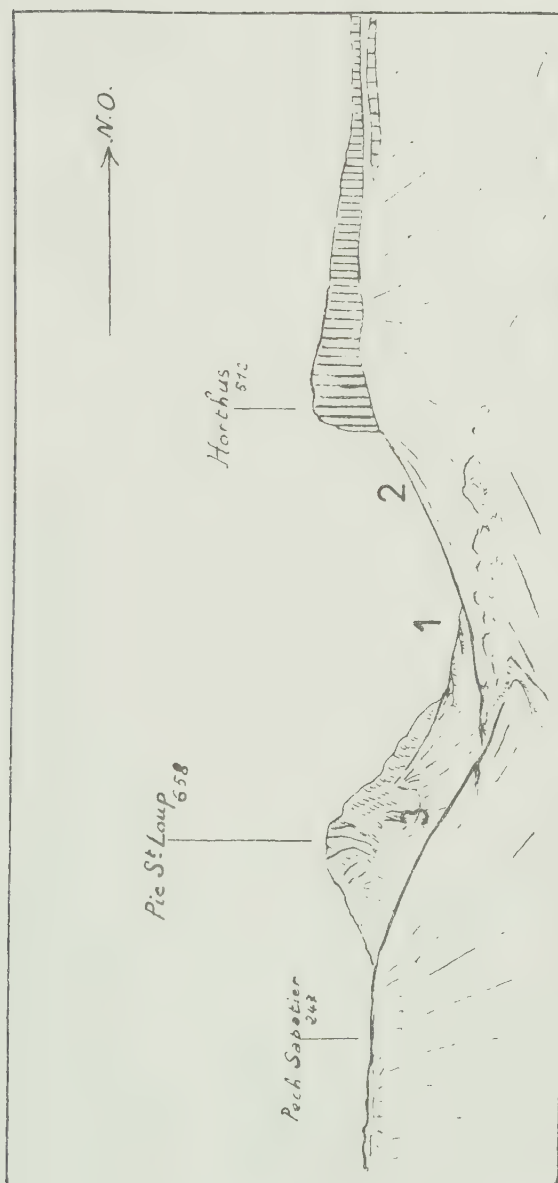
parois où l'eau revenait, sans cesse, suinter. Elle y sourd encore périodiquement aujourd'hui, comme le montrent les traînées noirâtres qu'on y observe, les mousses et les lichens. Mais l'alimentation a dû être beaucoup plus régulièrement abondante et la gélification, plus efficace, dans le passé. Ces abris- sous-roche, hérités du Quaternaire paraissent, aujourd'hui, des formes figées.

c)-Corniches en roches peu gélives:

On aura remarqué qu'au contraire, les corniches sub-verticales ne sont guère gélives. Elles n'en paraissent pas moins très largement immunisées dans le système morpho-climatique actuel, depuis les grands effondrements périglaciaires (anté ou fini würmiens, selon les cas).

d)-Vires et replats- des portions de versant barrées et réglées :

Si les corniches sont un élément signalétique décisif de nos versants structuraux, nous ne saurions cependant négliger les vires et les replats, plus ou moins étendus qui les séparent lorsque (comme c'est fréquent) plusieurs abrupts rocheux s'étagent les uns au-dessus des autres. Ils correspondent, naturellement, aux affleurements des roches les plus faibles: marnes ou marno-calcaires ou, simplement, calcaires à petits bancs, susceptible d'un débitage aisé. Il est plus important de noter que chaque niveau structural, ainsi mis en valeur par une pente plus faible, entre les abrupts rocheux surincombant et sous-jacent, constitue une portion de versant réglé: replat barré vers l'aval,



Types de versants - 1: Versant structural.

2: Versant semi-régulé à l'ongue concavité basale.

3: Versant à influence structurale faible, tendant
au versant rectiligne en sa partie médiane.

de surcroît, et quelquefois abaissé, au point d'évoquer un véritable glacis. Le Nord du Lodévois en fournit un exemple très démonstratif: le replat, d'ailleurs étroit, dessiné par le Lias supérieur marneux, surmontant les pentes raides du Lias inférieur calcaire et dominé par la corniche du Dogger- tous à pendage orienté vers le centre du bassin sédimentaire des Causses, montrant, au contraire, une pente tournée vers le Sud, vers le pays de Lodève.

2)-Les grands versants concaves :

a) L'exemple de l'Hortus :

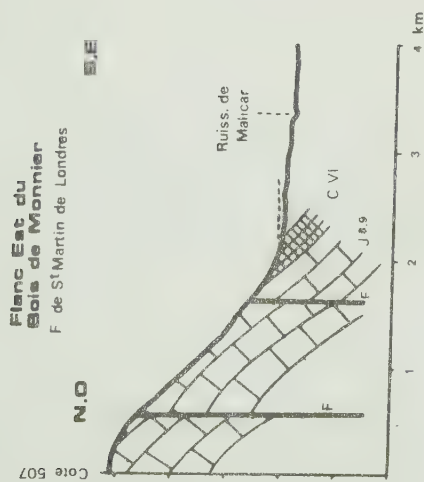
Nous sommes ainsi conduit à examiner le cas d'autres versants semi-réglés. Parmi eux: les grands versants concaves. Ceux-ci sont, généralement des versants mixtes. Leur partie sommitale est dessinée par une corniche; la partie moyenne et la base s'ordonnent en versant réglé et c'est là, précisément, qu'on relève la concavité du profil, élaborée sous couverture de débris, aux dépens des termes vulnérables d'un binôme roche "dure" "roche tendre". C'est, en somme, un type adapté à des talus de front de cuestas ou de crêts (synclinaux mis en valeur par inversion de relief, combes). Le prototype en est fourni par le flanc Sud-Est de l'Hortus, objet d'une étude récente de A. TAVOSO (1972), accompagnée d'une coupe qui vaut d'être commentée. La concavité d'ensemble n'est pas discutable. Elle n'est pas, pour autant, celle d'une courbe parfaitement régulière. Dans la partie moyenne, les changements de pente présentent une certaine brusquerie, bien qu'il ne s'agisse évidemment pas d'un knick; à

la base, on constate même des ruptures de pente de quelques mètres. En effet, le versant s'achève, à proximité du lit du Terrieu sur deux petites terrasses étagées: d'où les ruptures de pente basales. Immédiatement au-dessus, il s'ordonne en un système de glacis, à couverture quelquefois épaisse de 10 mètres et plus, comme le montrent, proches de la ferme du Mazet, les flancs des ravins récents qui la dissèquent et entaillent aussi les marnes du Valanginien inférieur, formant le substrat. Cette couverture emballe, dans une matrice fine ocrée à rougeâtre, des cailloutis parfois lités dont le calibre croît, en général, de l'aval vers l'amont. Nous proposons de dater certains du Riss, d'autres du Würm; ils sont en tous cas, pour la plupart, un peu plus anciens que les deux basses terrasses du Terrieu qu'on ne peut qu'attribuer à des épisodes très récents du Quaternaire. Enfin, vers le haut, aux cailloutis sont venus moins se substituer que se superposer des éboulis de gravité nettement plus grossiers, avec d'énormes blocs pluri-métriques, provenant d'une macro-fragmentation de la corniche de calcaire miroitant. C'est avec leur intervention qu'apparaissent les irrégularités élevées, signalées ci-dessus, tandis que la pente se redresse jusqu'à atteindre 40 à 50%. Ces macro-éboulis, remaniant des industries attribuées aux Würm II et III, ne peuvent être **rapportées** qu'à cet épisode d'intense débitage du Würm final auquel nous avons déjà fait allusion - étant noté que l'ébouilisation est à peu près complètement arrêtée, de nos jours.

b)-Ses enseignements :

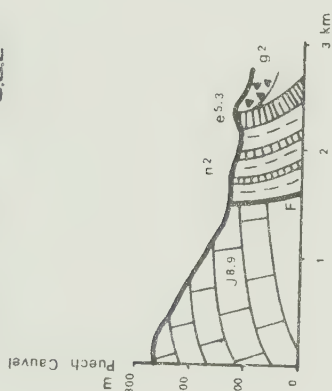
Au terme de cette brève analyse, il convient de relever les traits suivants:1) Dans ce type de grand versant, la pente décroissant d'amont en aval (ce qui n'est rien d'autre que l'expression de sa concavité), on relève une diminution parallèle des calibres dans la couverture: preuve du rôle des "grains" mobiles dans l'élaboration de la forme. 2)-Mais, par ailleurs, les éléments de cette couverture ne sont pas synchrones: ils se sont mis en place à des âges différents: d'où de petites irrégularités dans le dessin de la courbe "concave"; de là aussi, cette constatation que de tels versants, inactuels, tant par la quasi-immunité de la corniche d'amont, que par le ravinement incisif dont ils sont l'objet, plus bas, n'appartiennent pas à l'héritage d'une seule période quaternaire, mais résultent d'une évolution qui s'est étendue sur plusieurs de ces périodes- 3) Enfin, avec de telles formes, la corniche, par son recul, se trouve, latéralement, assez éloignée du thalweg qui draine les fonds. Dans l'exemple examiné, la corniche et son talus d'éboulis en sont séparés par un ensemble de glacis et de terrasses. Même si ces dernières tendent à manquer, comme c'est le cas pour le bassin du Rhône et certaines parties de la Vau-nage, en dernière analyse, la géométrie de la concavité inclut la tendance au glacis basal.

TYPES DE VERSANTS EN BAS LANGUEDOC



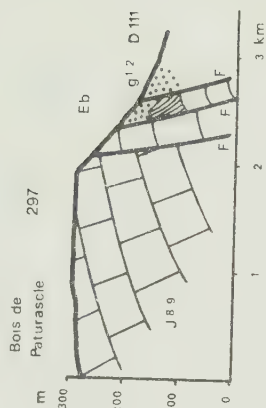
Puech Cauvel
au d'essus des Matalles
F de Montpellier

N.N.O **S.S.E**

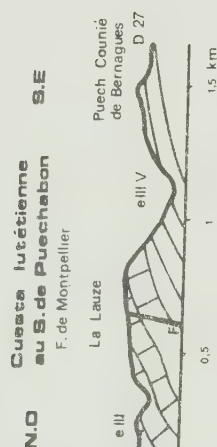


Flanc O. du Massif de Vilhauquès
F de Montpellier

N.O **S.E**



- 545 bis -



Crêt O. de la Vauvage **E.N.E**

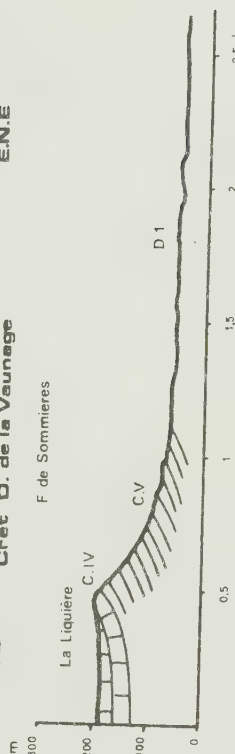


Fig. 90 .

3)-Cas remarquables de versants convexo-concaves mais à longue portion rectiligne :

Ce n'est guère le cas des versants à longue portion rectiligne. A les examiner sur toute leur hauteur, ce sont, en réalité, des versants convexo-concaves, mais leur convexité sommitale et leur concavité basale demeurent très courtes et ils développent une importante section moyenne rectiligne qui n'est pas sans évoquer une "pente de Richter". Ils sont raides (25 à 30% et quelquefois davantage). Ils sont réglés jusqu'au sommet, mais avec une couverture de débris toujours mince, néanmoins une vêtue végétale, souvent parfaitement fermée. Il arrive que de tels versants débouchent, à l'aval, sur de vastes espaces aplanis; mais ce n'est pas là, contrairement aux grands types concaves, une association de formes constante. Nos versants à portion rectiligne peuvent former les flancs de vallées étroites.

- a)-Leur position par rapport au thalweg (flancs de vallées abrupt) et à la structure (ouesta sans corniche apparente):

En Provence, J.NICOD (1967) a noté les conditions dans lesquelles ils se trouvent exclus et qui sont, justement (corniches puissantes résistant à la fragmentation, en fort contraste lithologique avec la roche-sous-jacente) celles qui favorisent les types structuraux. L'accent est mis, au contraire sur les facilités que la roche offre à la fragmentation, notamment par le gel, et sur la nécessité d'une dissection verticale préalable assez vigoureuse. Aussi sont-ils fréquemment réalisés aux flancs

de vallées bien incisées (cf. entaillant le Jurassique supérieur, le ruisseau des Corbières et les hautes branches du système de la Mosson: Garonne, Arnède-feuille de Montpellier), aussi bien dans les concavités de méandres que dans les sections rectilignes. Toutefois, si la vitesse d'enfoncement vertical du thalweg s'accélère, on constate une tendance à la convexité (cas réalisé en domaine péri-cévenol, sans qu'on puisse éliminer les influences lithologiques, en particulier lorsque le cours d'eau, établi à partir de la couverture sédimentaire, l'a traversée tout entière et a atteint le socle). Ce type de versant concerne encore le front de nombreuses ouestas (ou de nombreux crêts) sans corniche apparente, s'agissant, comme on l'a vu, d'une variété réglée jusqu'au sommet; la relative faiblesse et la minceur de la couche du "binôme" réputée "dure", caractéristiques de ces reliefs, justifient le fait. On trouve, d'ailleurs au long de talus, relevant de cette structure, deux types de profils se succédant: l'un pourvu de corniche sommitale, l'autre montrant l'effacement de cette dernière et son remplacement par la courte convexité d'un versant entièrement réglé, devenant rectiligne plus bas. Ainsi de la ouesta lutétienne enveloppant à l'Ouest et au Nord le bassin de Grabels (feuille de Montpellier). Il arrive que ces mêmes versants existent au flanc de mouvements anticlinaux (Jurassique supérieur du Bois de Monnier-feuille de St-Martin-de-Londres); on peut, certes, n'y voir qu'une variété sub-structurale; mais la partie moyenne, rigoureusement alignée, demeure. Enfin, et, pensons-nous, surtout, ces versants

signalent les facettes assez fraîches (conséquence d'une exhumation ou d'un rejeu récents) de failles à miroir inapparent; ou bien, en cas de rejeu ou de dégagement par l'érosion d'une partie du miroir qui forme, alors, la base du versant, la portion rectiligne apparaît au-dessus de lui. Nous retiendrons, en référence, le talus des Matelles ou le flanc oriental du massif de Vailhauquès, dominant le miroir exhumé visible de la D III (feuille de Montpellier).

b)-Conditions lithologiques favorables:

Les exemples précédents font place à l'influence de la lithologie qui détermine la raideur de la pente. Celle-ci est plus affirmée dans les calcaires du Jurassique supérieur que dans les faciès du Crétacé et du Lutétien dont l'habillage de débris s'avère, en revanche, d'épaisseur supérieure. En Provence, J. NICOD (1967) met en avant les différences entre les types de roches à macro-gélifracsts et à micro-gélifracsts, ce qui revient à lier leur influence aux modalités des agressions climatiques qu'elles subissent et à introduire le problème de genèse.

c)-Comparaison avec les pentes dites "de Richter"

De ce point de vue, la question essentielle que posent ces versants à portion rectiligne est celle de leur appartenance à la famille des pentes de Richter. On sait que celles-ci sont définies comme des formes d'ébouilisation, alignant dans un même plan la zone sommitale d'ablation, la partie moyenne où do-

mine le transport et la base vouée à l'accumulation, ce qui implique un épaississement progressif de haut en bas, de la couche de débris et donc une évacuation réduite par le thalweg du pied de versant- mais une évacuation cependant réelle, faute de quoi prendrait naissance une importante concavité basale. Il n'est sans doute pas utile de rappeler que cet alignement rigoureux, dans la quasi-totalité des cas que nous avons observés, ne vaut que pour la portion moyenne de nos profils et, par conséquent, n'intègre qu'une partie, au mieux, tant de la zone d'ablation que de l'aire d'accumulation. En d'autres termes, les versants rectilignes qui nous occupent, tendent à se réduire à une pente de transport. Il est plus important, encore, de noter que la couverture de nos versants ne ressortit pas au seul phénomène de l'éboulisation. Même en incluant, sous cette dénomination, les "éboulis ordonnés"-ce qui reviendrait à jouer quelque peu sur les mots, étant donnée la multiplicité des processus qui interviennent dans la mise en place de telles formations- il faut encore tenir compte des preuves de creep ou de solifluction banale qui, l'un et l'autre, témoignent de la part importante de matrice fine, souvent pédologiquement évoluée, incluse dans la couverture et véritable support de la végétation, particulièrement aux upacs où elle est demeurée en plus grande abondance. La vêtue végétale prouve que ces versants, eux aussi sont pour la plupart, peu actifs actuellement. Nul doute que le gel et les éboulis quaternaires n'aient joué leur rôle dans l'accomplissement de ce modelé remarquable. Mais, compte tenu

des formations pédochromes et des colluvions qui se trouvent à leur pied (éventuellement un peu plus loin vers l'aval lorsque le thalweg a pu en différer le dépôt dans l'espace) il nous paraît raisonnable d'admettre que ces sections rectilignes sont des pentes de transit, fort évoluées, et, par conséquent, se référant à de longues périodes de façonnement, celles-là mêmes qui correspondent aux accumulations précitées dont nous avons souligné, plus haut, le caractère souvent polygénique. Ainsi, reprenant à notre compte la phrase de E. de VAUMAS (1964, p. 2113), citée par J. NICOD (1967, p. 112): "Les versants actuels sont, en réalité, le résultat de toutes les périodes froides et non pas seulement de la dernière "..., nous ajouterons, en l'accommodant à notre usage, la nécessité de prendre en compte les phénomènes d'altération qui ont créé et modifié la matrice fine et non pas seulement les effets cumulatifs de l'ablation.

E - Les paléoclimats du Pléistocène languedocien :

1) - L'ambiguïté des formes et formations quaternaires languedociennes :

a) - Oscillations thermiques ou variations de l'humidité ?

Toutes les formes et formations quaternaires sont donc commandées surtout par des variations bio-climatiques et morphogénétiques qui font alterner des phases d'érosion et d'altération, d'ablation et d'accumulation aréolaire et d'actions linéaires. On les a généralement interprétées en fonction d'oscillations thermiques. Il est cependant honnête de remarquer que la

plupart des faits pourraient se justifier par l'alternance de périodes humides et de périodes semi-arides. Au point où est parvenu notre examen des problèmes régionaux du Quaternaire, cette dernière hypothèse ne peut ni être fondée sur des arguments positifs, ni écartée de façon sûre. L'appartenance au domaine méditerranéen, les phénomènes de convergence morphologique entre le froid et le sec induisent à la prendre en considération. Tout calcaire n'est pas apte à offrir des cupules de gel: de ce fait, bien des cailloutis débités mécaniquement peuvent ressortir à l'un comme à l'autre des systèmes morpho-climatiques. Par ailleurs, les traces de processus "périglaciaires" ne sont pas toujours évidentes dans le Quaternaire ancien de notre région. Lorsqu'elles existent -surtout dans le domaine rhodanien - il n'est pas aisé de démontrer qu'elles sont contemporaines de l'accumulation où on les relève; elles peuvent lui être largement postérieures: ainsi des "grands" polygones" de Costière, comme leurs "inventeurs" l'ont depuis reconnu (G.BOUTEYRE et A.ALLE-MANN :1964) .D'autres signes n'ont pas la valeur de preuve qu'on a voulu leur accorder: nous avons déjà noté que les "galets d'argile" de Costière, simple manifestation du ravinement d'un terrain vulnérable par des cailloutis, n'ont pas été forcément véhiculés puis abandonnés par des radeaux de glace. N'a-t-on pas signalé de semblables paquets de sédiment dans les terrasses des oueds pré-sahariens, à la traversée des remblaiements miopliocènes ?

Certes, nous avons relevé, après J.MICHAUX (1966, 1969), des signes paléontologiques de rafraîchissement du climat au Villafranchien ancien et au Günz. Par ailleurs, on se souvient que P.BOUT (1960,1966-67, 1968) a marqué deux phases de refroidissement dans le Villafranchien vellave. Mais le milieu languedocien diffère en grande partie du Velay, quant à l'altitude et quant à la latitude. Beaucoup moins continental, il est forcément moins excessif. Ainsi, sans nier l'évolution péjorative des températures, on peut penser, comme A.PONS (1964) l'a démontré pour le Pliocène authentique, qu'aux débuts du Quaternaire, les variations de l'humidité constituent encore le phénomène fondamental. La coupure que nous avons introduite dans la légende de notre carte, entre un Pléistocène inférieur et un Pléistocène moyen et supérieur post-minuélien, trouverait, ici, une justification supplémentaire. Dans la première partie de cette ère, l'opposition des phases humides et semi-arides ferait pendant à celle des phases froides et des réchauffements qui acquerraient progressivement la suprématie, dans la seconde. Il serait imprudent de perdre de vue, toutefois, qu'en l'état présent de la question, nous ne tenons là qu'une hypothèse de travail.

Les réflexions qui précèdent, comme, d'autre part, la nécessité d'admettre des décalages de détail dans la mise en place des différents types de formations quaternaires à peu près de même niveau, ainsi qu'il a été établi, entachent (hors des cas encore rares où les outillages préhistoriques appor-

tent quelques certitudes), non de grossière erreur, du moins de quelque imprécision, les datations que nous avons proposées ou admises.

b)-La terminologie alpine appliquée au Bas-Languedoc :

Il est donc urgent, pour notre propos, de prêter une attention critique à la valeur, dans le cadre propre de notre région, des termes de la chronologie alpine que nous employons, nous conformant à l'usage commun. Il est, en effet, plus habituel, en France, de se référer aux glaciations alpines qu'à celles de l'Europe septentrionale, surtout lorsqu'on travaille sur les paléo-climats méditerranéens. Toutefois, proximité n'est pas contiguïté et il irait presque sans souligner qu'aucun rattachement de nos formations à des moraines n'est concevable, même indirectement par le relais des terrasses rhodaniennes, en raison, notamment du caractère très compartimenté de nos paysages. De ce fait, l'on conçoit que le vocabulaire climatique alpin soit, d'abord, une commodité de langage que nous nous accordons et, s'agissant d'une série, l'utilisation de son aptitude à introduire, de la description d'un cas concret à celle d'un autre cas concret, un principe de classification, une chronologie relative, mais (comme on vient de le voir) mal rattachée à des repères certains. Une autre voie aurait pu être choisie: celle d'une terminologie strictement locale, comme il a été fait ailleurs. On sait les services que cette démarche a rendus au Maroc. Elle n'en a pas moins ses difficultés (corrélations) et même ses dan-

gers (surtout dans une région comme la nôtre où, avec une hiérarchie altimétrique des différents niveaux trop souvent faible, une rareté gênante des gisements jusqu'ici datés par des arguments paléontologiques ou archéologiques, des dépôts quelquefois équivoques -les types pédochromes - entretenant des relations difficiles à débrouiller avec les témoins d'origine marine demeurés ponctuels, ne pouvant finalement être classés qu'à partir de critères tels que leurs faciés sédimentologiques et pédologiques, toujours suspects de convergence). Au reste, l'usage des termes "alpins" s'est imposé, ce qui, sinon se justifie, du moins s'explique, par l'évolution des corps de doctrines appliqués au Quaternaire méditerranéen, depuis l'abandon des conceptions "depérétistes".

c)-Evolution des conceptions concernant le Bas-Languedoc, en matière de paléoclimats pléistocènes :

-Le Bas-Languedoc annexé au domaine des processus périglaciaires -

Le souci de rendre compte des épisodes d'incisions verticales et du développement des altérations et des phénomènes de pédogenèse, d'une part; des séquences d'érosion latérale et des épandages de cailloutis, tant fluviaux que de versants, d'autre part, le tout distribué selon des rythmes d'alternance évoquant phases biostatiques et ruptures d'équilibres morpho-bio-climatiques, a dominé toute réflexion. L'attribution, par P. MARCELIN (1950), des cailloutis de la région nîmoise aux "phénomènes du froid" et la signification climatique

accordée, parallèlement, aux loess, identifiés en tant que tels depuis longtemps, par le même auteur (1926); les travaux de J. FRICART (1952) sur la région de Collias, puis de ses élèves J.P. SCHWOBTHALER et H. VOGT (1955), notamment en bordure de l'ancien étang de Pujaut, ont, d'abord, annexé notre région du domaine d'influence "périglaciaire"; ce que justifiaient les traces de solifluction, gélifraction, plus rarement cryoturbation, et, sans que, peut-être, on ait pris assez garde jusqu'à quel point, l'on détournait ce terme de son étymologie et, par suite, de son sens originel. Il est vrai que l'évolution de la ~~a~~ouverture végétale, comme on l'imaginait alors, passant de la luxuriance à l'indigence, offrait un schéma simple: biostasie interglaciaire - rhexistasie périglaciaire. Sous l'influence des idées de J. CORBEL (1957), les rythmes du karst, réputé plus actif en période froide, étaient rattachés à ce système et les tufs à végétaux, aisément définis comme inter et post-glaciaires.

-L'identification partielle aux "pluviaux" et "interpluviaux" Nord-africains et singulièrement marocains :

Toutefois, on ne pouvait manquer de se demander, au juste, à quoi pouvait bien ressembler cet adjectif récemment et, sans doute, abusivement substantivé: "le périglaciaire méditerranéen". Fidèles au postulat, probablement légitime, en vertu duquel une région bien caractérisée conserve une partie de ses traits géographiques fondamentaux, en traversant l'espace de temps d'une oscillation climatique, les chercheurs ne pouvaient sérieusement transporter les schémas spitzbergiens ou sibériens

sur les rivages de la Mer Intérieure. Aussi recherchaient-ils l'arbitrage du terrain. Nous avons, pour notre part, souligné l'importance des écoulements au coeur-même des périodes réputées froides, contradictoirement marquées par l'accumulation des débris, et suggéré la permanence des contrastes saisonniers de nos climats actuels (E.COULET: 1961-63). Par ailleurs, vint le moment où les quaternaristes de la C.N.A.R.B.R.L., comme on l'a vu, constataient, après hésitation, que les signes plus ou moins indubitables du froid (galets de quartzites "saucissonnés", fentes en coin, poches de cryoturbation du "gapan" de Costière écailloutis à abondante matrice rouge, sans doute gūnzien -, grands polygones de Manduel, Jonquières, Meynes) n'étaient pas obligatoirement aussi anciens que les nappes alluviales qu'ils affectaient et auxquelles ils avaient pu être imposés tardivement. Les phases de rhexistasie languedociennes n'auraient-elles pas été, au moins pour partie d'entre-elles, plus proches des "pluviaux" Nord-africains que des offensives périglaciaires de la France septentrionale et sub-continentale? R.RAYNAL et J.TRICART (1963) ont tenté la comparaison et en ont assez largement admis le bien fondé, à quelques ajustements près: différence d'intensité des phénomènes; légers décalages chronologiques dus à l'influence de la latitude sur le "ripage" des zones climatiques; quelques "dissonances", enfin, "principalement au Mindel-Amirien avec une irruption du froid vif sur les bords de la Méditerranée qui n'atteint pas le Maroc et à l'interglaciaire Riss-Würm ou, au contraire, les climats, suffi-

samment chauds et secs pour permettre la rubéfaction, n'ont pas débordé jusque sur le Midi méditerranéen" (p. 595). L'assimilation des "pluviaux" Nord-africains aux glaciations alpines - aux légers défauts de synchronisme près que l'on a signalés ci-dessus et la conception sur notre rive de la Méditerranée, de types de transition, à mi-chemin entre les climats du Maghreb et ceux de la France du Nord, ne dérangent guère le schéma précédemment exposé. Les pierrailles débitées dans les régions semi-arides, on l'a noté, ne diffèrent pas beaucoup des palets de gélifraction et, du reste, les deux types de processus en cause peuvent collaborer; tout comme les fentes de dessiccation estivales peuvent préparer la formation des coins de glace de l'hiver, pour peu que la texture des formations superficielles soit favorable aux phénomènes de ségrégation conduisant à des éléments de pergélisol fut-il sporadiques et discontinus. La solifluction dont on a peut-être abusé, lui attribuant tout dépôt un peu désordonné qui, en réalité, peut ne ressortir qu'au creep, n'exige même pas un pergélisol, et les processus convergents d'où naissent les éboulis ordonnés sont si complexes que ces formations ont une extension pluri-zonale. Dans cette optique, donc, les épandages sont toujours dévolus à la seule période froide, tout au moins à la partie de cette période où s'impose l'humidité - le froid sec étant considéré comme plus favorable au transport des loess. On éprouve un peu plus d'embarras à placer les entailles fluviatiles, tout comme les altérations et les actions pédogénétiques, si l'on doit admettre une

coïncidence plus ou moins longue de la chaleur et de la sécheresse. Pour éviter le piège de l'aridité, une solution est proposée, en Afrique du Nord: privilégier les phases de transition. Mais est-elle valable sur notre façade de la Méditerranée; en d'autres termes, le réchauffement apporté par les interglaciaires correspond-il à une "saharisation" ou à une "océanisation" de notre climat régional?

- Nouvelles conceptions "marocaines" :
notion de différenciation mésoclimatique-

D'autre part, il est du destin de la pensée scientifique d'approcher la réalité difficilement et par étapes. Bien qu'ait été édifié, au Maroc, "la plus cohérente et la plus séduisante des constructions qui aient jamais été proposées pour rendre compte de l'évolution du Quaternaire d'une région" (G. BEAUDET, 1971, p.3), le danger d'être figée en dogme lui sera évité. Certains chercheurs, travaillant en ce pays en proposent une critique qui atteint jusqu'à la terminologie même où elle avait résumé ses concepts- raison de plus, pour nous, de ne pas briser avec les usages en transportant ce vocabulaire sur notre rivage méditerranéen. Le principe de la révision proposée dont on trouvera un résumé sous la plume de G. BEAUDET (ibid.) est éminemment géographique, puisqu'il repose sur la notion de diversification régionale de l'espace. C'est seulement en montagne, là où le froid régnant au cours des pluviaux atteignait suffisamment la végétation que le schéma exposé au paragraphe précédent conserverait toute sa valeur. Dans le bas-pays, l'ordonnance des phé-

nomènes serait inversée: "Couvert de végétation et de sol-écrit G. de BAUDET (ibid., p. 42)-durant les pluviaux, mais où l'érosion s'exerçait durant les interpluviaux "...plus arides..." en raison de l'ouverture du tapis végétal, entraînant l'élaboration de deux grandes séries de formes différemment réparties: des glacis d'érosion et des accumulations colluviales de pied de versant". Enfin, un domaine intermédiaire serait représenté, notamment sur la Meseta marocaine, trop peu élevée pour être froide durant les pluviaux, mais trop haut pour être sec pendant les interpluviaux" où la végétation aurait maintenu à peu près les mêmes caractères et où les niveaux ne se seraient pas formés. Qu'en est-il sur le rivage européen de la Méditerranée; la latitude y aurait-elle joué un rôle comparable à celui de l'altitude au Maroc?

Parvenu à ce point, trois exigences s'imposent à nous: tenter de préciser la nature et les rythmes des climats quaternaires en Bas-Languedoc-Roussillon; apprécier l'originalité des milieux sous-régionaux et locaux; débrouiller les relations du Quaternaire continental (qui nous a occupé jusqu'ici) avec le Quaternaire marin-question inséparable du problème de la néo-tectonique.

Au-delà des indices encore trop équivoques que nous avons pu tirer de la morphologie et de la pédologie du Pléistocène, il faut explorer d'autres voies et rechercher si le moyen d'une connaissance plus précise des paléo-climats quaternaires

ne peut être dégagé des résultats obtenus dans les disciplines connexes.

2)-L'enseignement des grottes fouillées:

Les enregistreurs de l'évolution climatique, jusqu'ici les plus complets, ont été trouvés dans le milieu protégé des grottes fouillées où l'abondance des restes paléontologiques et archéologiques permet d'authentifier de très nombreux niveaux; de la sorte, les chercheurs, armés, depuis une quinzaine d'années de méthodes de plus en plus affinées, se contrôlant l'une, l'autre et d'emploi désormais systématique (E. BONIFAY : 1955, 1956 ; F. BOURDIER : 1963 ; H. de LUMLEY : 1965; J. C. MISKOWSKY : 1966, 1971; M. ESCALON de FONTON : 1971) ont pu tenter des reconstitutions remarquablement détaillées.

a)-Méthode d'analyse des dépôts des grottes:

-Rôle perturbateur des êtres vivants:

Il n'est pas inutile, dans un travail de morphologie, de rappeler les principes de leurs analyses. Elles tiennent compte, naturellement, du rôle perturbateur joué par les êtres vivants qui ont élu domicile dans ces cavités: tant les animaux sauvages que l'Homme. Qu'il y fixe son habitat de façon durable ou se borne à y pratiquer des haltes (saisonnnières, épisodiques) ce dernier laisse la marque la plus forte, bouleversant plus ou moins le milieu naturel par introduction d'apports étrangers, bris de cailloux, tassement du sédiment meuble sous ses pas, mettant, quelquefois, de véritables dallages artificiels en place. Au-delà de ces traces sensibles, la présence de l'Hom-

me, parce qu'il est maître du feu, entraîne des modifications non moins décisives, mais plus délicates à mettre en évidence a posteriori: atténuation des effets du froid, changements dans l'état hygrométrique et, par là, des conditions de la corrosion et du concrétionnement. En effet, une fois ces actions anthropiques identifiées et abstraction en étant faite, on retrouve deux facteurs essentiels conditionnant l'évolution du remplissage hypogée, savoir : 1) les particularités de la grotte elle-même ; 2) les systèmes morpho-climatiques successifs qui ont agressé et modifié cette cavité- ou semi-cavité, s'il s'agit d'un abri-sous roche, forme pour partie d'érosion karstique et pour partie d'érosion différentielle.

-Mise en évidence des effets morpho-climatiques

D'un point de vue morphoclimatique, il est essentiel de distinguer les actions contemporaines du dépôt de celles qui ne le sont pas. Parmi les premières, les phénomènes de fragmentation et de transports que ces derniers soient réalisés sur courte distance, dans la cavité même, ou qu'ils requièrent, sur de plus longues distances, l'aide de flux compétents: vents s'engouffrant sous le porche de la grotte ou écoulements hypogées dénonçant une réactivation du karst. De là, la distinction fondamentale entre les dépôts autochtones et allochtones : ceux-ci ayant été préalablement et longuement façonnés et altérés dans le milieu extérieur et, notamment, dans les couvertures superficielles de nos plateaux calcaires. Au contraire, de nombreuses transformations qu'on pourrait dire d'affinités pédogénétiques ou méta-

somatiques (diagenèse, cimentation calciteuse, formation de croûtes carbonatées d'allure pulvérulente et zonaire, lessivage et complémentaiement, concrétionnements plus ou moins ponctuels à base de calcaire, de fer et de manganèse) se sont imposés aux remplissages, "per descensum" et postérieurement à leur mise en place.

1)-Le froid :
Effets généraux-

Compte-tenu de ces déphasages, on a pu établir des rapports assez sûrs entre les types de dépôts de grottes et les paléo-climats responsables. Des synthèses suggestives ont été proposées, notamment par H. de LUMLEY (1965, 1972), J. C. MEYER (1966, 1969, 1971, 1972). Une première relation concerne les volumes : les couches puissantes correspondent ordinairement aux climats froids; les périodes chaudes ou tempérées, même longues, ne sont pas semblablement marquées par de fortes accumulations. Cela tient, sans doute, à la quantité de grains détritiques produits, mais aussi à leur calibre. L'on admet classiquement qu'aux excès du froid correspond la macro-gélifraction, productrice de gros blocs et de délités au moins décimétriques; la micro-gélifraction annonçant un adoucissement du climat, avec le passage aux petits cailloutis, aux granules et, à la limite aux sables anguleux (N.U. de la classification morphoscopique) et aux limons autochtones. Par ailleurs, en particulier pour les cailloutis, il convient de faire référence à la morphométrie: les plaquettes et "palets" présentant deux faces parallèles

sont un produit des cycles gel-dégel fréquemment répétés et d'autant plus minces que le froid est plus vif; avec le réchauffement apparaissent des indices d'aplatissement beaucoup moins élevés qui caractérisent "prismes" et "polyèdres". Certes, des blocs peuvent avoir été détachés des parois et du plafond par des séismes (M.ESCALON de FONTON :1968). Mais ils constituent, alors, des chaos marqués par la soudaineté de leur accumulation, alors que la macro-gélifraction les détache un à un. En tombant, ils s'enfoncent dans les sédiments plus fins qui les ont précédés, puis s'enfouissent sous d'autres gélifracts. Dans cette position, ils sont encore sensibles à une récurrence du gel qui craquelle leur face. Ces craquelures (Voir les photographies produites par J.C.MISKOWSKY :1972,p.111) ne sont jamais profondes; elles semblent ne concerner que la zone périphérique des cailloux, rendue poreuse par un début de corrosion: ainsi est mis en évidence le rôle de l'humidité.

Il est, en effet, impossible d'apprécier l'influence du froid sans se référer à cette dernière.

- Froid sec -

Le froid trop sec limite les effets de la gélifraction: non seulement, les "prismes" et "polyèdres" remplacent les "plaquettes" et les "palets" mais le volume du dépôt d'où les blocs ont disparu diminue. Toutefois, si les dispositions locales le permettent, d'épisodiques précipitations peuvent engouffrer dans la cavité des cailloutis de versant allochtones, ci-devant stationnés à proximité du porche et que la végétation extérieure,

devenue indigente, ne protège plus suffisamment. In outre, dans un environnement ainsi livré au vent, il faut compter avec des apports éoliens, limons et sables. Parmi ces derniers, des minéraux lourds, en provenance des formations meubles dont les gisements sub-aériens sont disposés alentour, et des quartz de faciès morphoscopique bien caractérisés (R.M.). Ces apports éoliens ne diffèrent pas fondamentalement de ceux qu'on peut attendre d'une séquence chaude et sèche. Toutefois, il semble que les débris végétaux qui s'y mêlent et qui forment, en se décomposant ultérieurement des couches humides noirâtres, soient plus abondant, au cours des interstades, que durant les phases froides.

- Froid à tendance humide -

Un froid plus humide permettant une bonne imprégnation aqueuse de la roche, il en résulte, d'une part, des effets de dissolution, tant sur les parois que dans les sédiments déjà déposés dont la densité, de ce fait, décroît, et, d'autre part, une accélération de la gélifraction, donc de la production de débris autochtones. Une période froide et humide est favorable à la circulation karstique: celle-ci est dénoncée par des apports allochtones, d'autant plus abondants que le réseau souterrain est plus développé et en meilleures relations avec la surface et que les précipitations sont plus fortes, du moins jusqu'à une certaine valeur de seuil, au-delà de laquelle commencent les phénomènes d'érosion in situ. Ainsi parviennent dans la grotte des galets karstiques, le plus

souvent en faible nombre, des sables plus ou moins classés, parmi lesquels des minéraux lourds de calibre relativement élevé et des quartz de faciès morphoscopique émoussé -luisant (E.L.), en provenance ordinaire des couvertures superficielles des plateaux calcaires. On n'aura garde d'oublier les argiles et les limons auxquels leur courbe de classement granulométrique assigne un mode de dépôt par rupture de charge (Hortus: J.C.MILROVSKY :1972). La présence de ces poudres et colloïdes justifie les traces de solifluction qui marquent de tels dépôts.

11)-L'humidité

Si, décidément, l'humidité devient extrême, ce qui se produit assez fréquemment au début et à la fin des grandes périodes froides, les poudres et colloïdes n'autorisent pas seulement des écoulements solifluidaux isolés, mais de véritables coulées boueuses et d'importants colluvionnements. De même si, en présence de débris moins fins (sables ou cailloutis), le ruissellement s'organise, sa compétence devient suffisante pour provoquer des phénomènes de ravinement qui peuvent aller jusqu'à la vidange complète de remplissages antérieurs dont, seuls, quelques lambeaux subsistent, accrochés aux parois, dans des angles protégés. En fait, il s'agit du nettoyage d'un karst, précédemment encrassé, à partir de quoi, l'abondance des eaux hypogées aidant, la dissolution progresse verticalement dans les ensembles calcaires. De la sorte, paradoxalement, ces périodes de grande humidité, ordinairement

accompagnées d'un froid un peu moins dur, préparent la transformation des vallées vives indigènes en vallées sèches dont on s'explique, ainsi, que la mort les ait surprises en pleine "jeunesse" morphologique, au cours des temps quaternaires (F.DUBOIS, 1972).

111)-Les températures moyennes ou élevées:

- Effets généraux -

Les climats tempérés ou chauds, de type interglaciaire ou mieux, interstadiaires, se recommandent par des manifestations tout aussi intéressantes, mais plus discrètes. L'arrêt du débitage mécanique leur vaut des dépôts moins ruissants et de faciès plus fins, plus altérés aussi, l'élévation des températures favorisant les actions chimiques. De telles altérations peuvent s'imposer, en l'absence de toute sédimentation nouvelle, à des formations antérieures dont le matériau se trouve, ainsi notablement modifié: cailloux et granules corrodés, rendus plus poreux et moins denses: limons argileux lessivés, avec mobilisation des carbonates et des sels métalliques qui se concentrent en horizons ou en taches d'accumulation; d'où, souvent des consolidations (brèches, planchers stalagmitiques, authentiques encroûtements de type feuilleté et, quelquefois, pulvérulent). Ces actions qui évoquent des phénomènes pédologiques, mais en l'absence de couvert végétal, partent, naturellement de la partie supérieure du dépôt, tel qu'il se présentait alors pour s'enfoncer, dans sa masse, comme les eaux de percolation. Leur intensité était maximale en surface et s'ame-

nuisait vers le bas. D'une période d'altération à une autre l'intensité de l'altération et l'épaisseur de la tranche affectée sont inégales. Ces différences permettent de définir un "gradient" d'altération, variant dans le même sens que la durée d'application et la vigueur des processus mis en oeuvre. Celle-ci, on l'a vu se trouve dans la dépendance des températures; mais, aussi, de l'humidité.

- Tendance aride -

Les climats tempérés ou chauds, mais de tendance aride, en dehors des apports allochtones de matériaux éoliens, fins à très fins, sur lesquels il n'est pas utile de revenir, marquent un ralentissement ou un arrêt total dans le remplissage des grottes. Au-dessous du niveau de ces lacunes, les cailloutis calcaires se montrent fréquemment corrodés, ce qui ne va pas sans poser quelque problème. S'agit-il d'une corrosion acquise avant que le maximum d'aridité ne s'installe? Faut-il en attribuer la responsabilité à l'humectation temporaire due aux infiltrations de quelques rares orages? C'est sous cette forme qu'est conçu l'indispensable apport d'eau sans lequel on ne pourrait concevoir les encroûtements de calcaire blanchâtre, friable et micro-lité qui paraissent alors s'être formés, sur quelques décimètres proches de la surface, au contact des formations caillouteuses et pulvérulentes, de porosités différentes au cours de certains réchauffements de tendance sèche: ainsi, l'inter-phase IV-V de la grotte de l'Hortus (H.de LUMLEY :1972; J.C.MISKOWSKY:1972, p.135 et 141). Trois remarques à ce propos. D'une part, il nous

semble excessif de qualifier "d'arides" des phases où se forment de tels encroûtements qu'on ne peut comprendre sans alternances saisonnières d'imprégnation aqueuse, sinon de ruissellement pelliculaire et de dessèchement: "semi-arides" serait plus convenable. D'autre part, il est curieux que la plupart des spécialistes ne fassent pas allusion à l'eau de condensation dont on connaît le rôle dans notre karst méditerranéen actuel et qui est, au moins autant que l'apport des précipitations irrégulières, promises, dès avant d'avoir pu s'infiltrer, à de grosses pertes par évaporation, parfaitement apte à obéir au rythme des humectations et dessiccations nécessaires. Enfin, il est avéré, tant dans nos formations quaternaires sub-aériennes que dans les sables en partie grésifiés de l'Astien, ou dans la molasse argilo-sableuse, que de tels "encroûtements" dépendent autant des zones de contrastes de porosité où ils sont fixés que d'héritages climatiques nettement caractérisés.

- Chaleur humide -

Il n'en est pas moins logique d'admettre qu'une plus grande abondance d'eaux dures est indispensable pour justifier les consolidations calcaires plus résistantes et plus épaisses, la plupart de celles-ci ne relevant pas de processus de type pédologiques, mais plus banalement karstiques. C'est, tout de même, à des climats chauds ou tempérés, mais, en tous cas, plus fortement humides que sont attribués les cimentations bréchi-ques de cailloutis gélifractés précédemment déposés et les planchers stalagmitiques, également incompatibles avec le froid

"périglaciaire". Mais, là encore, ce serait simplifier les données de la Nature que de ne pas tenir compte des dispositions locales: porosité des cailloutis, ruptures de pente créatrices de micro-cascades ou, plus simplement, zones de turbulence et d'échanges de l'atmosphère hypogée, favorables au dégagement du CO^2 et au dépôt du carbonate de calcium. Cela est vrai que ces concrétionnements, édifiés parallèlement aux constructions de stalactites, stalagmites et revêtements de parois, n'apparaissent que comme la contre-partie d'actions de dissolution, également actives dans l'ambiance climatique considérée. En période de températures élevées et de forte humidité, ces dernières requièrent l'intervention du monde vivant: soit par la présence d'acides organiques, soit par le rôle des bactéries. Localement, donc, la corrosion progresse aux dépens de cailloutis antérieurement débités. En même temps, les transformations chimiques se développent intéressant des formations fines non calcaires: hydrolyse et néo-formations, pour les silicates d'alumine, entraînant un enrichissement en argiles, libération d'oxydes métalliques qui forment des taches brunes et rutilantes (fer) et noirâtres (manganèse). Leur abondance permet de trancher plutôt en faveur d'un climat chaud que d'un climat tempéré.

-Modification des influences climatiques par les particularités du milieu souterrain:

L'on voit les possibilités considérables offertes par ces principes d'interprétation des remplissages de grottes. On en saisit, également, la difficulté: il est malaisé d'isoler

l'interprétation climatique du sédiment de l'influence du milieu souterrain; les consolidations calcaires nous l'ont montré.

L'influence du site s'exprime dans la forme et l'orientation de la grotte, le faciès aux dépens duquel elle est creusée, son environnement même. Une grotte tortueuse se montre capable d'amortir les variations météoriques qu'un simple abri sous-roche; cette aptitude demeure médiocre pour les cavités dont le tracé reste commandé par un réseau de fractures simple, comme c'est le cas pour beaucoup d'abris du canyon du Gardon et pour la grotte de l'Hortus. L'orientation du couloir d'entrée, par rapport à l'horizontale est un fait décisif qui favorise la stagnation de l'air froid ou, à l'inverse, les échanges avec l'extérieur, ce qui semble le cas de beaucoup le plus répandu, parmi les exemples régionaux dont nous disposons. Le calcaire plus ou moins pur, plus ou moins diaclasé, s'avère, selon les cas, inégalement gélif et, par ailleurs, apte ou non à brancher la caverne fouillée sur un réseau karstique étendu et durablement fonctionnel dont on ne peut négliger ni la générosité de son alimentation en eaux, ni leur vitesse de circulation. De ce point de vue, le calcaire un peu marneux de l'Hortus diffère assez sensiblement de l'Urgonien des stations du Gardon. le premier a, sans doute, un délitage plus aisé; mais il crée un milieu karstique d'encrassement plus fréquent. L'abondance et la nature des éléments fins (sables, limons, argiles) en provenance des couvertures superficielles du karst et des formations géologiques vulnérables qui environnent le porche, comptent également. Chaque détail de la sédimentation intérieure

ne peut être apprécié qu'en tenant compte de tout ce contexte.

Les alluvions en provenance du réseau hypogée sont d'autant moins grossières que la fouille a lieu loin du fond de la grotte et près de son issue. Inversement les débris de gélifraction de même âge, s'entend- sont plus fins en bout de grotte qu'à l'entrée, comme les apports éoliens y sont plus rares. C'est pourquoi les spécialistes portent une grande attention aux variations latérales du sédiment et à la comparaison de grotte à grotte, pour des niveaux bien datés archéologiquement et auxquels les analyses faunistiques et floristiques (restes de macroflore, charbons de bois, pollens) apportent un éclairage supplémentaire.

b)-Bilan climatique du Quaternaire moyen et récent
d'après l'enseignement des grottes fouillées:

-Au niveau des grandes divisions chronologiques
(glaciaires/interglaciaires, stades/interstades)

Au prix de semblables précautions, une interprétation climatique peut être considérée comme valable. Pour éviter au lecteur une trop longue analyse dont les résultats ont, d'ailleurs, déjà été regroupés par H.de LUMLEY (1965) et par J.C.MISKOWSKY (1971) respectivement, nous le renvoyons à un essai de représentation graphique, inspiré de ces auteurs, qui a l'avantage de permettre un examen synoptique. On y constatera, pour leurs grands mouvements, une sorte de variation systématique des deux courbes, celle de l'humidité et celle des températures, s'orientant généralement ensemble, dans le même sens, vers la droite

LOCALISATION DES ENSEIGNEMENTS

PALEO- CLIMATIQUES FOURNIS PAR LES DEPOTS QUATERNAIRES DE
REMPLISSAGE DES GROTTES FOUILLEES, selon H. de LUMLEY (1965)
et J.C. MISKOWSKY (1971)

- 1 - Les Caves à Lunel-Viel (Hlt.).
- 2 - La grotte Bonne à Quinson (B A).
- 3 - Caune de l'Arago à Tautavel (P.O.).
- 4 - Lazaret (A.M.).
- 5 - Rigabe à Rians (Var).
- 6 - Baume des Peyrards près d'Apt (Vaucluse).
- 7 - Observatoire (Monaco) .
- 8 - Mars à Vence (A.M.).
- 9 - Grotte du Prince (Monaco)
- 10 - La Calmette (Gard).
- 11 - Macassargues à Montmirat (Gard).
- 12 - Métairie, la Bourgade, environs de Montpellier (Hlt.).
- 13 - La Verrerie (Gard).
- 14 - Balauzière, Pont du Gard,
- 15 - Hortus à Valflaunès (Hlt.).
- 16 - Bau de l'Aubesier (Vaucluse).
- 17 - Esquicho grapou (Gard.).
- 18 - Les Charlots (Gard).
- 19 - Abri Chinchon à Saumane (Vaucluse).
- 20 - La Salpêtrière à Remoulins (Gard.).
- 21 - Adacuste à Meyrargues (B. du. R.).
- 22 - Roquefure, vallée du Calavon (Vaucluse).

a- différence entre les milieux géographiques de la haute Pro-
vence et du Languedoc-Roussillon et ceux favorisés par le
climat de la basse-Provence et des Alpes-Maritimes -b.

dans les phases "périglaciaires" et vers la gauche, au cours des interglaciaires. De la sorte et au niveau de ces plus grandes divisions, comme à celui des stades et des interstades, au froid correspond l'humide et l'aridité se définit bien comme une combinaison du chaud et du sec, du moins à partir du moment où l'on dispose d'une documentation suffisante, c'est-à-dire, à partir du Mindélien. C'est pourquoi, soit dit en passant, l'expression de "froid aride", quelquefois employée, nous paraît, à plus d'un titre, malheureuse. A analyser cette construction graphique de plus près, on s'aperçoit que les courbes sont orientées de telle sorte que le froid, d'abord humide, évolue vers la sécheresse. Résultat qui ne saurait nous étonner puisque, le plus souvent, dans les formations sub-aériennes de versants, aux cailloutis lités ou soliflués succèdent des loess abstraction étant faite, ici, de leur remaniement colluvial, évidemment ultérieur. Résultat que confirme, par ailleurs, dans le détail, la remarquable étude dont nous disposons des dépôts du Würm II, à la grotte de l'Hortus (J.C. MISKOWSKY, 1972) dont les deux premières phases auraient été très humides et moyennement rigoureuses, les deux dernières, sèches et très froides, tandis que la phase III, médiane, aurait été "caractérisée par une alternance d'épisodes plus humides et plus secs" (ibid. p. 139). Le graphique, construit sans volonté interprétative, dans le souci de ne pas trahir nos sources, paraît indiquer que, seul, le maximum de chaleur coïncide avec la sécheresse. Mais, peut-être, ce résultat n'est-il que le reflet de l'indigence relative des do-

cuments morphologiques concernant les périodes interglaciaires et interstadias, par comparaison avec ceux qu'ont fournis les phases froides. En effet, à la grotte de l'Hortus (J.C. MISKOWSKY :1972,p.142)le grand inter-würmien II-III, se subdivise en deux temps très caractérisés: un épisode tempéré et sec, suivi d'un épisode tempéré extrêmement humide; de sorte qu'il paraît nous offrir une oscillation hygrométrique exactement inverse à celle d'un stade froid.

-Singularité de chaque stade ou interstade-

Il serait cependant imprudent de systématiser davantage: aucun stade ou interstade ne paraît ressembler parfaitement au suivant. Les oscillations de nos courbes semblent modulées de telle sorte que certains interglaciaires soient moins secs (ceux du Würm, par exemple) et que certaines phases froides soient marquées par des épisodes dépourvus d'humidité (Riss I).

-Au niveau des petites divisions chronologiques (phases, interphases, sous-phases)-

Au reste, lorsque des périodes "glaciaires" (ou "interglaciaires") et des "stades" (ou "interstades"), on descend aux "phases"(ou "interphases"), en donnant à ces termes un sens strictement hiérarchisé, on remarque que l'oscillation hygrométrique perd de sa régularité, du moins dans ses rapports avec l'oscillation thermique. Non que de brefs épisodes, plus secs ou plus humides, n'aient pu être décelés à ce niveau de division du temps, comme il apparaît à la grotte de l'Hortus, en particulier.

Mais chaque "phase" (ou "interphase") peut être, le plus souvent, caractérisée dans son ensemble, en fonction d'une tonalité dominante. A un degré encore inférieur, celui de la "sous-phase", exprimant les brèves variations dont il vient d'être question, toujours à l'Hortus et durant le Würm II, on relève (J.C.MISKOW-SKY :1972,p.138), à l'intérieur de la même séquence froide, un passage de l'humide au sec, sans réchauffement. Il semble, alors, que l'explication que l'on propose ordinairement des oscillations climatiques soit en défaut. Celle-ci relève de la notion du "ripage" alternatif des zones de climat qui rend bien compte des variations de grande ampleur ("glaciaires", "interglaciaires"; "stades", "interstades"). Elle consiste, en somme, en une évolution "nordique" du monde méditerranéen, annexé au domaine "périglaciaire", d'une part; à son rattachement à la nature "sub-tropicale" (sinon à sa "saharisation" comme nous l'écrivions plus haut), d'autre part. Avec une oscillation à peu près purement hygrométrique, comme celle que révèlent les sous-phases, même si celle-ci induit quelques incidences thermiques mineures, ce qui paraît inévitable, il s'agit d'autre chose. Tout se passe comme si la période de l'oscillation hygrométrique était plus faible que la période des oscillations thermiques majeures. Nous suggérons qu'il s'agit d'une autre pulsation, étrangère au ripage des zones et s'y superposant, et qu'exprimeraient les termes: continentalisation et océanisation.

-Milieu hypogée et milieu superficiel -
Rythmes thermiques et oscillations de
l'hygrométrie -

Quoiqu'il en soit, le trait le plus remarquable, parmi les résultats rassemblés à l'occasion des fouilles de grottes est le nombre élevé des épisodes climatiques recensés. L'étude des formes et formations sub-aériennes quaternaires est bien loin de permettre une approche aussi détaillée. Il faut s'y résigner, eu égard à la dissemblance des milieux. En effet, dénuée de protection végétale, sur des parois rocheuses, à peu près toujours dotées d'humidité, même si celle-ci a varié (et ne fût-ce que par le phénomène de condensation), jouissant d'un micro-climat qui subit les influences extérieures, mais non sans les amortir, ou, éventuellement, leur imposer une distorsion systématique par le fait de l'orientation de son couloir influant sur les échanges d'air chaud et d'air froid, la grotte constitue un milieu spécial. Son enceinte a, assez généralement, une valeur conservatoire; certes, parois et toit, toujours exposés y subissent les agressions commandées par les moindres variations du climat; mais, s'agissant d'attaques portées à la roche nue, celle-ci ne recule que lentement; les sédiments résultant de ces attaques s'empilent, comme les apports allogènes sans que les actions qui ont mis en place les derniers d'entre-eux, soient en règle générale, complètement destructrices des premiers. Même les grands ravinements, lorsqu'ils surviennent, laissent, presque toujours, quelques témoins de la situation antérieure, dans une zone de "silence". Il n'en va pas ainsi, en milieu sub-

aérien. L'ablation ne s'y exerce pas fondamentalement sur la roche nue, mais aux dépens de régolithes et d'altérites, porteurs d'une végétation dont la valeur de protection a pu varier, mais qui n'a jamais disparu complètement. De ce fait, tel incident bioclimatique mineur a pu demeurer sans conséquence morphologique. Par contre, sur ces formations meubles, on conçoit que l'effet des transformations majeures du milieu ait pu être considérable: exportations massives dues aux grands ravinements ou oblitération d'un dépôt antérieur par une puissante nappe. Avec l'étude des dépôts pédochromes nous avons mis l'accent sur l'efficacité exceptionnelle de quelques crises brèves dans le milieu sub-aérien.

Les apports de la spéléo-morphologie à la connaissance des temps quaternaires n'en sont pas moins précieux, dans la mesure où: 1)-ils confirment l'intervention du froid, au moins depuis le Mindélien; 2) ils montrent que les variations de l'humidité sont aussi importantes que celles du froid; on trouve, à partir d'un terrain voisin, une réflexion du même ordre, sous la plume de J. NICOD (1967), relativement à la Basse Provence calcaire. Il reste utile, cependant, de compléter ces enseignements par la référence au monde vivant.

3)-L'enseignement de la zoo-paléontologie -Plasticité dans l'adaptation des espèces au milieu -

Du côté des zoo-paléontologistes, le fait le plus remarquable et bien connu, réside moins dans le mélange des espèces aux affinités opposées qui caractérisent le Quaternaire ancien,

ni dans les alternances subséquentes des faunes plus ou moins "froides" ou "chaudes" que dans le caractère tardif de l'âge du Renne qui ne s'annonce qu'au Riss, ne devenant important qu'au Würm, avec son cortège de Boeufs musqués et de Rongeurs des steppes (F.BOURDIER, 1954, 1962). Faut-il penser que, d'oscillation en oscillation climatiques, l'intensité du froid a progressé au long des temps quaternaires? Ou s'agit-il d'une évolution faunistique mal calquée sur celle des climats et faussée par la capacité d'adaptation des espèces, leur assurant, avec des conditions d'habitat modifiées, malgré l'affaiblissement de leur résistance et des difficultés d'alimentation et de reproduction, une certaine survie. Dans des limites qu'il n'est pas aisé de fixer, cette plasticité du règne animal n'est pas contestable; ainsi que le remarque Mme M. Van CAMPO (1969, p. 110), il serait naïf d'imaginer, malgré la persistance, aujourd'hui, de Cladonia rangiferina, aux ubacs de nos Garrigues: "que les Rennes soient descendus vers les rivages de la Méditerranée "... pour n'y manger que ce qu'ils consomment ..." actuellement dans leur aire de répartition". Du reste, dans le détail des transformations bio-climatiques, le retard de l'adaptation faunistique aux changements survenus dans les biotopes, semble prouvé au moins pour quelques cas. J. CHALINE (1972, p. 239) en souligne la réalité, au Würm II, à propos des Rongeurs du gisement de l'Hortus. Le même auteur, toujours à propos de Rongeurs, et dans le même gisement, relève une sorte d'inadéquation entre les indications climatiques induites par le faciès de certains dé-

pôts et celles qu'on peut tirer des fossiles qui s'y trouvent conservés, pourtant bien en place. C'est ainsi qu'à " la grotte de l'Hortus, le sédiment de type cryoclastique renferme une faune de Rongeurs de climat relativement tempéré (Eliomys quercinus, Glis glis, Apodemus sylvaticus) dépourvue des espèces vivant dans les steppes froides (Dicrostonyx, M. gregalis, etc...)" (ibid.) Or, ces dernières espèces existaient, à la même époque, en Charentes et en Bourgogne. Leur absence, dans le Midi méditerranéen constitue une indication à rapprocher de la relative rareté du Renne, plus abondant dans le Sud-Ouest que dans le Sud-Est de la France où il est cependant connu, mais seulement à l'Occident du Rhône (grottes de la vallée du Gardon et celle de Tournal, à Bize-B. PILLARD: 1972, p.201). Le froid quaternaire a dû rester relativement modéré en Languedoc-Roussillon. En tout cas, à propos de la faune des Ramandils, site proche de la Nouvelle (Aude), la rapprochant des reliques végétales correspondantes qui ont fait l'objet d'une étude préliminaire de J. RENAULT-MISKOWSKY et qui seraient à paralléliser avec celle des phases III et IV (a) de l'Hortus, J.P. GERBER (1973, p.11) conclut: "le climat était peut être froid, mais tout à fait tempéré par l'influence de la Méditerranée". Nous inclinons, faut-il le rappeler, à voir dans cette apparente modération l'effet de forts contrastes saisonniers. Cette conclusion va dans le même sens qu'une observation morphologique que nous avons présentée, plus haut, relative aux traces d'écoulements linéaires liquides importants, à la jointure des glacis conver-

gents, supposant des périodes de dégel bien marquées. Pareille remarque entraîne, un corollaire sur l'efficacité, finalement élevée, où sont parvenus des processus liés à un froid d'une rigueur, somme toute modérée, à quelques pointes saisonnières près. Elle met en cause le couvert végétal; sur ce point, la zoo-paléontologie apporte encore une utile précision en opposant le groupe des animaux signalétiques de la forêt (Cerf) à celui qui témoigne d'une adaptation à la steppe (Equidés), étant écartés ceux dont le mode de vie s'avère seulement en corrélation avec les particularités locales d'un site; ainsi la dense représentation du Bouquetin, pendant le Würmien, à l'Hortus, à mettre en relation avec le paysage rocheux, comme, d'ailleurs, bien des oiseaux dont les traces y ont été recueillies (B. PILLARD :1972; C. MOURER-CHAUVIRE :1972). La succession, à Würm II, du groupe des animaux forestiers, cédant la place à celui des animaux de la steppe - à les considérer, chacun, dans leur ensemble - est un signe non équivoque d'évolution vers la sécheresse; toutefois, ces populations animales doivent être étudiées dans leur totalité, compte-tenu de l'existence d'espèces qui fournissent des indications écologiques divergentes; ainsi, à côté du Cheval la présence de petits rongeurs forestiers semble dénoncer la survie de bouquets d'arbres: steppe, donc, mais steppe arborée.

4)-L'enseignement de la macro-et de la micro-phyto-paléontologie-

a)-Genres et espèces :

La recherche concernant les biotopes ne peut, bien entendu, ignorer les résultats obtenus par la phyto-paléontologie qui bénéficie, par ailleurs, de techniques relativement récentes, au niveau des macro-restes (charbons de bois), comme à celui des spores et pollens, l'avantage de la palynologie étant d'autoriser l'emploi de la méthode statistique (M. Van CAMPO et AYMONIN, 1962; M. Van CAMPO: 1969; H. ELHAI : 1963, 1969; A. PONS : 1964, 1969 ; M. T. MARZADEC-KERFOURN : 1969 ; J. RENAULT-MISKOWSKY: 1967, 1972 ; H. de LUMLET, E. GUERRIER, A. FOURNIER : 1972 ; J. L. VERNET : 1972).

-Dessin général de l'évolution -

A. PONS (1964) a montré, à partir de l'analyse pollinique, notamment grâce au gisement de la Bégude de Saze, que des poussées xérophiles, généralement sans péjoration importante des températures et fraîches seulement par exception, se sont manifestées dès la fin du Pliocène où beaucoup de "médi-terranéennes" étaient déjà installées, en nos pays, mêlées de plantes d'affinités tertiaires dont les proches parentes se trouvent, aujourd'hui, disséminées en différents secteurs chauds du Globe. Au cours des temps quaternaires, le nombre de ces "exotiques" va décroître, jusqu'à notre époque. Des formes archaïques ont disparu au gré de l'évolution des phyllums. Surtout, des espèces thermophiles, d'un refroidissement climatique

à l'autre, malgré les adoucissements "interglaciaires" ou "interstadias", ont émigré, sans possibilité de retour: non seulement parce que les réchauffements ultérieurs ont pu manquer d'énergie, mais, plus sûrement encore, du fait des barrières infranchissables de la Méditerranée et du désert, comme l'a remarqué H. ELHAI (1963); ces espèces, refoulées du Nord au Sud, jusqu'au rivage de la Mer Intérieure, s'y sont éteintes; les espaces interdits, aride ou marin, ont coupé la route à la reconquête, à partir de bases plus méridionales; enfin, les espèces qui ont réussi à demeurer sur place ont connu des facilités inégales de prolifération au cours de ces temps troublés: d'où des alternances entre phases de luxuriance et d'indigence pour chacune d'elles qui, compte tenu de l'arrivée d'espèces nouvelles, venues de régions plus septentrionales et en quête d'un refuge, pendant les phases de péjoration, ont entraîné des changements importants de nature physiologique dans les associations.

-Etapas de l'évolution -

1)-Du Quaternaire ancien au Rissien :

L'on peut tenter un bilan sommaire. Des "exotiques" persistent encore dans le gisement tourbeux de Durfort (Gard), daté par le célèbre Elephas meridionalis, depuis transporté au Muséum d'Histoire Naturelle. Elles sont encore particulièrement bien représentées (Magnolia sp., Palmier peut être Chamaerops humilis-, Celtis australis, Laurus canariensis) dans les tufs de la Viste, à Marseille, réputés inter-Gunz-Mindel (A. PONS 1966).

Les conifères donnent au Riss son cachet froid; à la grotte du Lazaret, relativement privilégiée puisque située dans les Alpes Maritimes, les charbons de bois en provenance d'une cabane acheuléenne datée du Riss III, ont donné à J.L.VERNET (1969) : Pinus sect.strobus ou P.sect.silvestris, des Cupressacées, Buxus sempervirens, Pinus sp. Pour l'inter-Riss-Wurm, les tufs de Meyrargues, près d'Aix-en-Provence, contiennent: Ficus carica, Phillyrea media, Laurus nobilis et L.canariensis, Acer opulifolium, A.campestre, A.monspessulanum et Ilex aquifolium, exprimant un milieu assez chaud et humide excluant les trop grands écarts saisonniers (une "océanisation", en quelque sorte, comme le suggère J.L.VERNET).

2)-Le Würmien :

A propos du Würmien, tentant une synthèse floristique dont il n'ignore pas le schématisme, ce même auteur (ibid.pp.42-43) propose le classement suivant, pour les espèces arborescentes:

a)-en phase froide: Pinus sylvestris, et, plus encore, Juniperus, Picea Larix; à quoi s'ajoutent: Buxus sempervirens et quelques rares feuillus non thermophiles (Rhamnus cathartica, Betula).

b)-comme indice de réchauffement, cependant que les résineux voient leur nombre décroître ou disparaissent, c'est la présence ou la multiplication des feuillus thermophiles, Chênes surtout (Q.pubescens et Q.illex), Erables (A.Opulifolium et A.monspessulanum), auxquels se joignent: Prunus mahaleb, Phillyrea.

rea, Corylus, Alnus, Fagus, Castanea (en pays non calcaire),
Juglans, Tilia.

-Signification de l'évolution :

Bien entendu, cette liste n'a aucune prétention à l'exhaustivité en ce qui concerne les arbres wurmiens, et, à plus forte raison, les herbacées qui n'y sont pas prises en considération. Il est plus important de noter qu'elle exprime une sorte de compromis, au niveau des exigences écologiques des espèces citées et que l'on trouvera, par ailleurs, commodément résumées, sous la plume de J. RENAULT-MISKOWSKY (1972, p. 321).

1)- Genres et espèces réputés "froids"

C'est ainsi que, dans la liste des espèces réputées froides, seul le Bouleau est vraiment un arbre des pays septentrionaux; déjà, l'Epicéa, montagnard, souffre moins de la chaleur que de la sécheresse; le Buis est une espèce péri-méditerranéenne. Quant à Pinus sylvestris et Juniperus, ce sont des végétaux peu exigeants, du point de vue du sol, s'accommodant d'une certaine carence de l'humidité et qui, finalement ne souffrent guère des excès de chaleur ou de froid.

2)- Genres et espèces réputés "chauds" :

Pour les espèces considérées comme indices d'un réchauffement climatique, il faut remarquer qu'un nombre élevé d'entre-elles sont, aujourd'hui implantées dans la zone tempérée. Certaines redoutent effectivement la gelée: Orme, Noyer. D'autres fuient principalement la sécheresse: Chênes à feuilles

caduques, Aulne, Hêtre, Tilleul. L'Erable de Montpellier n'est pas ennemi d'une fraîcheur semi-montagnarde. Le Chêne vert peut également supporter quelque humidité, comme le montre sa présence actuelle, non seulement sur les ubacs de la Garrigue languedocienne, mais jusque sur le côte charentaise; surtout, il résiste aussi bien au froid qu'à la chaleur. Compte tenu de la différence d'amplitude et de durée, l'on peut utilement rapprocher ces variations climatiques importantes et certains accidents météorologiques récents dont les effets sur la vie végétale ont pu être notés. Nous faisons référence aux hivers rigoureux de 1956 et de 1963. Axées principalement sur Février, les basses températures de 1956 ont duré plus de quatre semaines et sont descendues à Montpellier, le 12 de ce mois, à $-17,9^{\circ}$ à 40 centimètres du sol; limité à une quinzaine de jours, le froid exceptionnel de Février 1963 a été encore plus sévère: $-19,3^{\circ}$ à Montpellier-Bel Air, toujours à 40 centimètres du sol, en milieu pourtant encore soumis à l'influence maritime, dans la nuit du 4 au 5; $-29,2^{\circ}$ à St-Martin-de-Londres, aux mêmes dates et dans les mêmes conditions d'observation mais trahissant un cachet un peu plus continental. Ces manifestations typiques de la brutalité de notre climat ont décimé les plantes "euméditerranéennes" (Olivier, *Laurus nobilis*). Mais le Chêne vert a partcut résisté et avec lui la plupart des compagnons qui définissent son association.

Encore est-il permis de penser- la Nature méditerranéenne conservant sans doute quelques traits permanents à tra-

vers les changements climatiques, traits qui tiennent à la latitude comme à la configuration géographique d'ensemble- que si longues et si sévères que soient les phases froides quaternaires, une certaine irrégularité a dû se maintenir, autorisant des rémissions notamment estivales; de la même façon, l'humidité momentanément dominante et la sécheresse avec laquelle elle alterne n'ont jamais dû avoir un caractère vraiment constant. D'où les cycles gel/dégel, les possibilités offertes à la solifluction et au ruissellement, les transports des loess mais aussi leur fixation, tout cela dans un paysage végétal, modifié d'étape en étape mais dont l'altération n'était pas totale.

b)-Associations physionomiques-

-Résistance de l'association du Chêne vert -

On comprend mieux, ainsi, le fait, à première vue surprenant que J.L.VERNET (1972) a pu mettre en évidence: l'Yeuse et la plupart des plantes qui forment aujourd'hui son association, sont demeurées présentes, dans le Midi méditerranéen, au cours du Würm, notamment ancien : tantôt proliférant et conquérantes; tantôt repliées sur des coteaux d'adret bien abrités, cédant, alors, des aires plus fraîches aux espèces de la végétation montagnarde et tempérée que le froid repoussait vers le bas-pays méridional, tandis que des espaces plus secs et plus venteux devaient se contenter d'un tapis "d'herbacées".

-Influence des méthodes d'investigation sur les reconstitutions physionomiques:

Les fluctuations numériques, pour chaque espèce, et l'introduction de formes étrangères, en relation avec les variations du climat, concourent néanmoins à des changements physiologiques importants que la zoc-paléontologie avait déjà fait pressentir et qu'il convient de préciser. Il y faut quelques précautions, car les résultats obtenus par les spécialistes paraissent avoir été quelque peu infléchis par les particularités des méthodes de l'investigation. L'analyse des charbons de bois est non seulement dans la dépendance étroite des foyers, c'est-à-dire de la présence de l'Homme sur les gîtes étudiés, mais encore, elle tend à renforcer l'impression d'une certaine densité du peuplement arboré, alors que des collectes de combustible ont pu être nécessaires, sur de courtes distances, il est vrai. L'analyse pollinique apporte des enseignements de caractère chiffré, notamment le pourcentage des espèces arborées par rapport au total des pollens recueillis ("arboral pollen" ou A.P.). Mais il n'est pas toujours possible de pondérer cette valeur, en fonction des apports perturbateurs dus au vent, aux animaux, à l'Homme, responsables du phénomène de sur-représentation. C'est ainsi qu'en pleines périodes sèches, l'on relève, sur les sites d'habitat préhistorique, des pollens de plantes aquatiques qui y ont été amenés avec la provision d'eau. Dans ces conditions, il est possible que l'impression de paysages steppiques, à peu près totalement privés d'arbres au cours des épisodes froids et secs, et telle que l'ont ressentie les palynologistes, soit quelque peu exagérée. (Voir: J. RENAULT-MISKOWSKY:

1972,p.323 et J.L.VERNET :1972,p.337).

-Les paysages végétaux du Würmien II de l'Hortus-

Les conclusions de la Thèse de J.L.VERNET (1972,p.74) n'en sont pas moins significatifs:"Nos résultats montrent au Würm ancien un paysage forestier et, au Würm récent, une végétation à caractère steppique". Ne donnons pas encore à ces termes de forêt et de steppe , un sens trop strict et essayons de les éclaircir grâce aux apports des diverses études, déjà citées, et relatives au milieu des abords de l'Hortus, au Würmien II. Elles tendent à montrer que l'association persistante du Chêne vert pouvait s'incorporer à une Chênaie mixte. Celle-ci est particulièrement vigoureuse (A.P.:75%),avec un important cortège d'arbres à feuilles caduques, pendant les phases humides et de froid modéré (phases I et II du Würm II). Sans changer de nature, sa densité décroît, malgré une température plus clémentte, si l'humidité diminue (inter-phase I-II du Würm II). A un degré d'instabilité de plus, des températures comme de l'hygrométrie,c'est une véritable compétition qui s'instaure entre la Chênaie et la Pinède,avec naturellement de très grandes différences dans la protection du sol (phase III du Würm II). Cette compétition prend la forme d'un partage de l'espace, en fonction des sites favorables à telle ou telle association. Enfin, lorsque le froid vif s'installe, avec la sécheresse, comme c'est le cas pour la fin du Würm II, le Chêne disparaît avant que le Pin ne recule pour se borner à fournir des bouquets, plus ou moins souffreteux,piquetant la steppe. Bien évidemment, il

s'agit, à ce moment de Pins sylvestres ou Laricio, peu exigeants et, non plus des types maritime ou d'Alep qui ne peuvent subsister que dans des sites spéciaux. La valeur A.P. peut alors descendre au-dessous de 5%; tandis que Graminées et Composées deviennent majoritaires; les Fougères, au contraire, suivant les arbres dans leurs fluctuations. Il est vrai qu'à la moindre rémission, la Pinède tend à se reconstituer, tandis que la Chênaie n'y parvient souvent pas, faute du temps nécessaire (cf. Inter-sous-phases du Würm V). Parallèlement, les stations refuges des "méditerranéennes" animent de petits essaimages.

-Les paysages naturels avant l'intervention de
l'Homme néolithique -

On peut donc tenir pour certain que toute reconstitution qui présenterait nos pays méditerranéens évoluant, au Quaternaire, de la sylvie ombrophile à la toundra, en passant des interglaciaires aux périodes froides, relèverait de la pure imagination. De même, arguer de la persistance de l'association du Chêne vert pour affirmer la pérennité de la Garrigue ne serait pas non plus exact, en ce sens que, fondée sur la distinction entre les bassins marneux cultivés et le saltus réservé aux reliefs calcaires encadrants, caractérisée par la prédominance des buissons, parfois appauvrie jusqu'à s'identifier avec une lande, ne tendant à la forêt claire que si elle est livrée assez longtemps à elle-même, cette formation, comme la buxaie du Larzac, est largement une création humaine, dérivant des pratiques associées du labour et de l'élevage, conséquence d'une "néo-

lithisation" qui semble avoir progressé du rivage marin vers l'arrière pays (M. ESCALON de FONTON :1966).

c)-Bilan :

-De la forêt plus ou moins claire à la steppe plus ou moins arborée:

En fait, c'est bien d'une forêt, mais plus ou moins claire, puis d'une steppe, mais plus ou moins arborée qu'il s'agit, tantôt se succédant, tantôt se juxtaposant, dont le coefficient de couverture, pour n'atteindre pas toujours 100% (on peut, à bon droit soupçonner à plus d'une reprise des formations "ouvertes"), n'en apparaît pas moins élevé.

-Notions de seuil de recouvrement et de crises:

Si bien qu'il faut conclure que les formes et formations quaternaires sub-aériennes, plus médiocres "enregistreurs" de l'évolution morpho-climatique que celles révélées par la spéléo-morphologie, paraissent, au contraire et assez paradoxalement, un réactif particulièrement vigoureux, en réponse à des modifications d'ensemble du tapis végétal, demeurées, somme toute, modérées. Cependant, l'effet n'est certainement pas plus ample que la cause. D'une part, il convient de revoir certaines corrélations trop schématiques: si, par exemple, les loess témoignent d'un appauvrissement du tapis végétal, là où ils sont prélevés, leur dépôt a très bien pu s'effectuer dans un paysage assez largement arboré, comme le rappelait récemment Mme M. LEROI-GOURHAN (1973). D'autre part, il

faut percevoir, sous l'évolution bio-climatique globale, reportée à la totalité des temps quaternaires, les moments où son rythme s'accélère, autorisant des prélèvements et des transports de matériaux, d'autant plus massifs que ces derniers ont été préparés par une longue application des processus de fragmentation et d'altération. C'est rappeler l'importance des notions de crises et de seuils dans notre discipline, notamment du "seuil de recouvrement" végétal, capital pour rendre compte du déclenchement sélectif des processus morphologiques majeurs et de leur répartition en tant que principes "dominants" de l'évolution du modelé.

-Télescopage zonal et diversification mésoclimatique -

En réalité, selon le mot de Mme M. Van CAMPO (1969, p.109), le "ripage" climatique dont la récurrence caractérise le Pléistocène ne s'est pas résumé en une translation harmonieuse des grands paysages végétaux; en nos régions, s'est réalisé un véritable "télescopage" zonal, phénomène résultant du fait que les températures du Globe, en moyennes annuelles, ont baissé durant les périodes froides, mais inégalement selon la latitude: de 54°C au Pôle à 4°C à l'Equateur, a-t-on calculé. D'où un ripage non moins inégal des zones de végétation qui se mêlent, en pays méditerranéen, ou plutôt se juxtaposent comme les éléments d'une mosaïque, en fonction d'une assez stricte adaptation aux conditions locales et sous-régionales-bref, une diversification, selon les milieux, bien mise en évidence par

J.L.VENNET (1972). Celle-ci s'affirmera, avec autant de netteté au post-glaciaire où se confirment, notons-le au passage, la succession des stades: pré-boréal, boréal, atlantique, sub-boréal, et sub-atlantique, mais où rien n'accrédite l'hypothèse xérothermique. On y voit le Chêne pubescent disputer d'abord la prédominance au Chêne vert qui finit par triompher dans le bas-pays, mais n'en mérite pas, pour autant, d'être considéré comme un climax unique. En effet, le Pin d'Alep se taillonne parallèlement un domaine littoral, cependant que, sur les Grands Causses, le Hêtre ne s'impose que tardivement, aux dépens du Chêne pubescent et du Pin sylvestre.

III- ESSAI DE DIVERSIFICATION MESO-CLIMATIQUE DES FORMES ET FORMATIONS DU QUATERNAIRE CONTINENTAL LANGUEDOCIEN :

Les incidences méso et micro-climatiques ont donc une importance réelle en paléo-bio-géographie. De telles nuances éminemment géographiques ne peuvent manquer de retenir l'attention, au plan de la morphologie.

A- La montagne -

1)- Les terres de socle du Massif Central: la Margeride :

Dans notre arrière-pays montagneux l'on doit s'attendre à voir prédominer les systèmes morpho-climatiques commandés par le froid. Encore une fois, nous laisserons, ici, le problème glaciaire de côté qui ne se pose que dans les Pyrénées, en Aubrac et, peut-être, pour le Lozère et les grands volcans vellaves, Mézenc et Meygal. Avec une couverture neigeuse qui

a pu franchir quelquefois l'été, vers l'altitude de 1300 mètres en Haute-Loire (P.BOUT:1960), c'est, évidemment, le système péri-glaciaire qui retient l'attention, dans les parties du socle d'altitudes moyennes. Son activité a été mise en évidence, tant en Montagne Noire (G.BAECKEROOT:1951,1952,1957) qu'en Margeride (E.COULET:1952; Mme J.BEAUJEU-GARNIER :1953) et aux environs du Puy-en Velay (P.BOUT, pré-cité et 1969). Pourtant, le modelé n'en porte pas des traces aussi dépourvues d'équivoque qu'on pouvait le croire.

a)-Les vallées -

Les sections amont des hautes vallées de la Margeride offrent, sans doute, le profil transversal en berceau le moins inattendu, avec une significative dissymétrie entre l'ubac empâté de débris et l'adret, moins habillé (haut Chapeauroux). Mais, plus à l'aval, le paysage change. Dans la plupart des gorges, on peut, comme partout s'assurer que le creusement a eu lieu par étapes. Mais, limitées à quelques sections privilégiées des vallées les plus importantes, les terrasses véritables sont rares et dans la dépendance exclusive des plus bas niveaux (sauf exceptionnelle fossilisation par des laves): ainsi l'Allier, en aval de la Bastide, ne montre qu'une très basse terrasse encore submergée par les eaux actuelles (niveau de la "plaine alluviale") et une basse terrasse, de type étagé, qui domine la précédente de quelques mètres (Rogleton, Laveyrune). Il y a bien des replats au-dessus de telles terrasses dans les vallées margeridiennes, mais de nature différente. Les uns relèvent de recoupements suc-

cessifs et complexes de lobes convexes, au cours de l'évolution de méandres encaissés. D'autres figurent des nappes de solifluction, issues des versants et demeurées suspendues(ou rognées à leur base), de sorte qu'elles dominent la plaine alluviale de quelques mètres. Certaines de ces nappes semblent, s'étalant au pied de lobes convexes, eux-mêmes ornés de chaos de blocs, résulter du démantèlement des éléments de granulométrie relativement fine qui les enveloppaient. Si l'on ajoute que, d'une vallée à l'autre, et, dans la même vallée, d'un bassin à l'autre, le nombre de ces replats est variable, qu'ils sont "maquillés" en rideaux de culture, on comprendra que la chronologie n'en soit pas aisée à établir.

b)-Les interfluves -

A certains égards, les formations de versants et d'interfluves ne sont pas moins décevantes, en Margeride. C'est que le système périglaciaire n'a guère eu l'occasion d'attaquer la roche en place, aux affleurements réduits. Dans cet ordre de faits, on ne peut guère relever que quelques remplissages de diaclases, imitant des fentes en coin; quelques éboulis de gravité, aujourd'hui fixés, lorsque le roc franc domine les gorges; et des coulées de blocailles que leur faible pente rend, actuellement, inactives, subordonnées aux "Trucs" sommitaux. Dans l'immense majorité des cas, les processus périglaciaires se sont imposés à des arènes. Encore les formes y sont-elles moins caractéristiques qu'aux moyennes altitudes du Limousin. Mme P. BEAUJEU-GARNIER (1953) en a rendu compte, par deux

arguments principaux: l'un vaut surtout pour la "Montagne" et le Palais du Roi, savoir, la protection relative due à l'enneigement, sur des croupes trop élevées; et, de fait, bien des têtes de vallons évoquent des niches de nivation et des cirques "en van", justiciables de petits névés; l'autre vaut surtout pour les étendues "intermédiaires" qui séparent la Montagne du pays des gorges, savoir l'insuffisante différenciation préalable du relief de ces plateaux, peu propice à la mise en route des arènes qui, de ce fait, empêchent que se renouvelle l'exposition de la roche, quelle que soit, par ailleurs, l'énergie du système morphogénétique en cause.

c)-Le problème des arènes

-Age de leur formation -

La nature de la roche commande ses réactions au gel. L'on sait que les types à grain fin (quartz de filons, granulite, certains gneiss) sont d'abord favorables à la macro-gélifraction. Les micaschistes fournissent de petits éclats anguleux; les granites, débités en blocs, finissent par s'aréniser. Les gneiss ocellés ont un comportement mixte: leur partie phylliteuse se comporte comme les micaschistes, et leur destruction libère les phénoblastes ou les macles de feldspaths. Mais le vrai problème revient à savoir si ces arènes sont majoritairement redevables aux actions de fragmentation quaternaires ou s'il s'agit d'héritages d'altérites néogènes (A. GODARD: 1967). La présence de paléosols séparant deux nappes de solifluction ou développées aux dépens d'une terrasse fournirait, ici, un repère précieux;

il se trouve, qu'à notre connaissance, il n'en a point été reconnu. Ce n'est pas que les traces de pédogenèse manquent. Ces arènes se montrent souvent légèrement rubéfiées. Pour nous en tenir à l'exemple de celles qui dérivent du granite, l'altération des micas noirs et des feldspaths plagioclases y est la règle-feldspath orthose et quartz résistant mieux. Les cailloutis qui font la grossièreté de ces arènes, s'y enveloppent d'une matrice fine, sablo-argileuse, d'ailleurs pauvrement distribuée. Les zones les plus altérées et rubéfiées se disposent par poches et non par "horizons", et plus fréquemment sur les plateaux massifs où l'exportation est plus difficile qu'au versant des vallées. Altération et rubéfaction caractérisent, du reste, la "gore" qui fait transition, sur plusieurs mètres, avec la roche saine. Aussi inclinons-nous à voir, dans ces formations, des héritages d'altérites, au moins fini-tertiaires à quaternaire ancien. Que certaines terrasses de la Haute-Loire, datées du Villafranchien, que nous avons pu observer, guidé par P. BOUT, portent des galets peu attaqués, n'est pas un obstacle à cette façon de voir, puisque leur fossilisation par des coulées basaltiques y a arrêté toute évolution pédologique. Evolution pédologique qu'il ne faut pas confondre avec les effets d'une onde de chaleur d'origine volcanique, telle qu'on peut en voir à la Tuilerie de Paulhaguet.

-Solifluction et ruissellement diffus-

Une difficulté subsiste cependant: ces vieilles arènes sont peu épaisses (quelques mètres) au sommet des croupes. C'est que, justement, elles ont connu une importante dispersion et des remaniements au cours des temps pléistocènes. Et ceci, à notre sens, en fonction de deux types de transport. D'une part, les coulées de solifluction dont les formes sont, parfois conservées, avec leurs niches de départ, mais qui ont été, souvent demi-effacées, soit par des processus aréolaires spontanés, soit du fait de la mise en culture, les signes de la "sheet erosion" actuelle restant fréquents. Le recours aux processus solifluidaux n'en est pas moins nécessaire pour rendre compte du transport des blocs et des boules, évident lorsqu'un bloc de quartz ou une boule de granite se rencontrent sur un terrain "étranger", à substrat de micaschistes, par exemple. De véritables "laves" d'arènes ont envahi de courts vallons affluents et, glissant dans l'espèce de gaine que ces derniers constituaient, sont venus former des cônes et des bourrelets sur le "plancher alluvial" de la vallée principale. Le transport par solifluction est encore certain lorsque, sur faible pente, il faut expliquer le déplacement d'éléments volumineux, débités aux dépens d'une roche peu altérée et excédant, évidemment, la compétence des flux aqueux réalisables sur les versants. Au contraire, des boules demi-décomposées, demi-enterrées dans les arènes, n'offrent pas la même certitude: les premières ayant pu s'altérer au sein et en même temps que les secondes. Dans ce cas,

et en l'absence de thalweg, il faut incriminer le ruissellement diffus, en période de faible protection du couvert végétal. Dès qu'une pente, même modeste, l'autorise, des paysages entiers, parsemés de rocs demi-déchaussés-tel celui de la retombée méridionale du Palais du Roi, à la Pierre plantée- s'organisent qui évoquent irrésistiblement la notion de crise de déséquilibre morpho-climatique, tout comme le dégagement des "tors", dans la zone des croupes sommitales (A.GODARD :1966). S'agit-il d'une ou de plusieurs crises? En divers points du Massif Central et de la Montagne Noire, G.BANCKEROOT et Mme J.BEAUJEU-GARNIER, dans les textes pré-cités, estiment pouvoir en reconnaître au moins deux. Quoiqu'il en soit, facilitées par une médiocre protection végétale et, quel que soit le processus en cause, exigeant une grande abondance d'eau, ces crises ont dû prendre place avec la fusion du manteau de neige et des névés, c'est-à-dire à la transition vers les périodes de réchauffement. On peut y voir une sorte d'équivalent des grandes crises de ravinement de fins de phases froides de la spéléo-morphologie, sans que soit, évidemment, entre le bas pays et la montagne, garantie une étroite correspondance synchronique. Notre point de vue semble trouver une confirmation dans le fait qu'à une époque qu'on ne peut placer qu'après le grand froid würmien, de nombreux blocs ont été remaniés par les rivières qui s'avèrent incapables de les déplacer depuis, offrant des sections de lits actuels typiquement "pavés"

2)-Les terres de socle du Massif Central:le cas des Cévennes

Naturellement, sur le versant méditerranéen des Cévennes,le brutal déblaiement des formations meubles auquel il a été fait allusion,est encore accentué, pour des raisons bien connues:dépression du niveau de base sub-montagnard, intensité d'averses inégalement réparties au cours de l'année.

3)-La montagne mésozoïque:les Grands Causses:

De façon sans doute moins spectaculaire, mais attesté par le caractère résiduel des lambeaux qu'on y observe, le même démantèlement a été reconnu,affectant les dépôts superficiels qui tapissent les parois des canyons des Grands Causses.

a)-Les vallées :

Ici, en effet, l'intérêt se concentre sur les vallées. Dans celle du Tarn, l'on relève deux terrasses caillouteuses aux environs de Ste-Enimie (sablière du Rouve,un kilomètre en aval du Chambonnet; système de Charman-Charbonnières-le Castanet de Blajoux, pour nous en tenir à la partie lozérienne). J.MARTIN (1960,1961-63) souligne que la plus basse(3 à 5 mètres, au-dessus du thalweg) est encore recouverte par les fortes crues; la plus élevée se tient à l'altitude relative d'une douzaine de mètres; l'une et l'autre montrent un matériau à peu près exclusivement siliceux, donc allogène. Au contraire, comme il est normal, les formations de pente,dominant ces terrasses, sont empruntées au milieu local. Leur diversité doit retenir l'attention: si, en effet, les éboulis de gravité sont encore fonc-

tionnels, deux types se définissent comme inactuels. Ce sont, d'abord, des "brèches très consolidées" ou "sistres" ... "aux éléments grossiers, non calibrés, anguleux peu aplatis" ..., calcaires ou dolomitiques, emballés dans une matrice plus ou moins sombrement rubéfiée, selon les cas (vallon et château de Prades, valloon du Villaret, Montbrun) ... "matrice argilo-limoneuse, entièrement pétrifiée par la calcite". Constatant l'importance de cette phase fine ... "sans rapport avec la masse des limons pouvant être libérés par la gélivation des calcaires" ..., J. MARTIN (ibid. p. 222) propose, pour en rendre compte, le schéma suivant: un éboulis périglaciaire, colmaté, une fois mis en place, par un saupoudrage nivéc-éolien, fait aux dépens de la terra rossa du Causse. A notre sens, de cette hypothèse ingénieuse, il faut retenir surtout la notion d'héritage. Mais les cailloutis n'ayant pas spécialement le caractère de gélifracts, nous pensons qu'il est plus simple d'y voir, au moins pour partie, des dépôts pédochromes. Le "sistre" (rissien? ou fini-rissien?) est, en tous cas raviné par des "grèzes" plus récentes (Würm?). Celles-ci, souvent plus homogènes et mieux calibrées, où les débris en plaquettes anguleuses sont fréquents, mal pourvues en poudres, inégalement, mais, le plus souvent, faiblement consolidées, de teinte plus claire que le "sistre", se disposent en nappes parallèles au versant, (litées, dans la vallée de la Jonte), ou en cônes, sous les ravineaux écornant la corniche du Causse. En règle générale, comme pour le "sistre", du reste, la base de leur accumulation s'arrête à 25-30 mètres, au-dessus du lit

actuel. Toutefois, à Blajoux, la partie inférieure du talus des "grèzes" se mêle aux cailloutis quartzeux non rubéfiés d'une ancienne terrasse" (J. MARTIN -op.cit.). Il semble, par conséquent, que les "grèzes", mieux liées au froid, pour des raisons de granulométrie, d'émoussé, de relations latérales avec une terrasse climatique, représentent un phénomène un peu différent du "sistre".

b)-Les plateaux -

Les deux types ne sont pas absents, mais demeurent plus pauvrement répartis, sur les plateaux caussenards. Ils s'y enrichissent, d'ailleurs de grains quartzeux, empruntés aux anciens épandages du genre "sidérolithique". Toutefois, les traces d'un froid rigoureux ne manquent pas. Des niches de nivation ont occupé les "combes", ces têtes de vallons secs qui, à l'aval, s'empâtent de dépôts soliflués; sur les hautes croupes du Sauveterre et du Méjean (environs de l'aven Armand, Mont Gargo), J. MARTIN (op.cit.) décrit des "sols géométriques"; neige et gel sont également intervenus dans le façonnement de certaines dolines dissymétriques et ont contribué à la différenciation des paysages du calcaire et de la dolomie, la seconde conservant mieux les formes chaotiques de dissolution qui sont demi-effacées par les processus périglaciaires dans le premier (J. TRICART:1951,1955). Là encore, la forme du plateau n'est guère favorable au développement de formes spectaculaires et différenciées. Au total, bien des similitudes sont à retenir entre la paléo-géographie du Pléistocène en Margeride et celle

des Grands Causses. Mais les dissemblances s'affirment également: un peu moins élevés, marqués par leur substrat calcaire où le karst a multiplié les affleurements rocheux, aptes à la gélifraction, conservateurs et distributeurs de terre rouge "héritée", les paysages laissés par le Quaternaire des Grands Causses forment une sorte de transition vers ceux des Garrigues languedociennes.

B- Le Bas-Languedoc méditerranéen -Contrastes Ouest-Est :

Ainsi, l'opposition entre la montagne et le bas-pays est-elle, à la fois, réelle et nuancée. Un autre contraste, déjà bien mis en évidence, par les travaux des pédologues et quaternaristes de la C.N.A.R.B.R.L. et sur lequel, par conséquent, nous pourrions être plus bref, bien qu'il soit plein d'intérêt, tend à différencier l'Est et l'Ouest du Bas-Languedoc. Si l'on trouve, en effet, des palets gélifractés au pied de tous les massifs calcaires, les signes évidents d'un froid sévère n'apparaissent vraiment nombreux qu'en pays rhodanien. Ce n'est pas par hasard que P. MARCELIN (1950) les y a détectés le premier et c'est avec raison qu'il les a associés aux effets du vent. Enumérons: cryoturbation (creux du Chaffre, à Calvisson-Vaunage); fentes en coin des grands "polygones" de Costière (G. BOU-TEYRE et M. ALLEMAN :1964) et du bois de St-Léger, près de Laudun où ces figures ornent un glacis rissien et passent, en bas de pente, à des "sols striés" (A. ARNAL :1971); traces de Crotonines (Vendargues, plaine de Mauguio) qui dénoncent un milieu steppique; palets gélifractés une seconde fois après leur dépôt

ou galets de quartz et de quartzites" saucissonnés" (évidemment du fait du gel, dans un pareil contexte, bien qu'il ne s'agisse que de l'exploitation de diaclases ou de joints de litage que le gonflement d'argiles d'altération a pu préparer dans une autre ambiance climatique); mais, aussi, cailloux éolisés à facettes et à cupules, ces détails étant moins évidents sur le matériel calcaire que sur les galets siliceux à grain fin; sans oublier le loess, avant son remaniement. La cartographie du loess, en particulier, montre comme on le sait, ses relations avec le domaine où le Mistral est fréquent, violent et rigoureux (minimum moyen d'Avignon: 4,2°, contre 6,8° à Montpellier. En mettant l'accent sur les paysages steppiques du Pléistocène, les palynologistes ont reconnu l'importance de ce vent local, en tant que "phénomène géologique". Nous pensons qu'en ce secteur rhodanien, il a dû s'ajouter aux effets de la latitude, un peu plus septentrionale, et augmenter les caractères de continentalité, propageant l'influence de l'enneigement et de la glaciation qui triomphaient sur les montagnes voisines, mais envahissaient, encore, le piedmont du Bas-Dauphiné. Rien d'aussi marqué en Biterrois, ni dans les cailloutis siliceux de la plaine du Roussillon, comme si la Tramontane n'avait pas joué un rôle comparable à celui du Mistral. De même, pour le Quaternaire récent, E. BONIFAY (1962, 1968) a insisté sur le caractère privilégié du méso-climat provençal où les phénomènes de rubéfaction, pendant les interstades du Würm, se sont montrés plus tardifs qu'ailleurs en France, semblables, en cela, à ce qui s'est passé en

Espagne et en Italie méditerranéennes ou en Corse.

C- Le domaine sublittoral languedocien : Influences mésoclimatiques ou diastrophiques ?

A une échelle plus fine, F.BAZILE (1972) remarque:

"Les actions du vent et du froid sont surtout visibles dans la partie Nord de la Costière et deviennent de moins en moins sensibles en se dirigeant vers la partie méridionale qui semble avoir bénéficié d'un climat plus tempéré"(p.12). C'est une invite à explorer les données d'un autre contraste régional, celui qui oppose le secteur sub-littoral à l'arrière pays, plus continental.

Un coup d'oeil d'ensemble paraît apporter la confirmation de sa valeur. Il n'est, en effet, aucun point du domaine sub-littoral, au-delà du lido, des étangs et de leurs marais bordiers, qui ne soit le siège de dépôts quaternaires, selon la définition chronologique longue que nous en avons donnée. Même si nous laissons de côté les trois grandes accumulations villafranchiennes-Roussillon, Biterrois, Costière- il faudrait encore mentionner, au pied des Albères, le remaniement des "formations rouges" néogènes et les cailloutis qui les surmontent et les ravinent; les gélifracts entassés en contre-bas des Corbières orientales; le voile de débris dont s'enveloppent les basses pentes de la Montagne de la Clape; le piedmont de la Gardiole; les colluvions reprenant des éléments du Quaternaire ancien, sur la rive Nord de l'étang de Thau, comme dans la plaine de Mauguio-Lunel. Dans ce domaine détritique où,

soulignons-le, toute la chronologie post-astienne continentale est représentée, le type des dépôts pédochromes est de beaucoup le plus fréquent.

A cette tendance sub-littorale à l'accumulation, on est tenté d'opposer l'intérieur. Là, à l'exception des terrasses des grandes rivières et de quelques piedmonts, le Quaternaire offre souvent des dépôts plus minces, davantage répartis en gisements séparés, tandis que l'occurrence des versants nus (ou faiblement pavés) et le creusement subi par les vallées et les bassins de Garrigues créent l'impression que l'érosion a prédominé.

Il faut, toutefois, y regarder de plus près. S'il est vrai que, dans l'arrière-pays actuel, l'influence maritime s'efface très vite (R. DUGRAND : 1963), il s'y rencontre tout de même quelques belles accumulations; d'autre part, on ne saurait justifier le feutrage des dépôts quaternaires dont se pare l'espace sub-littoral, par le seul caractère du climat ou des paléo-climats sous-régionaux. C'est d'abord, on l'a vu, un phénomène de piedmont. Piedmont montagnard direct (Roussillon, Biterrois) ou "différé" dans l'espace (Costière), pour les nappes les plus puissantes; piedmont des petits massifs calcaires (Corbières, Clape, Gardiole). Mais il n'est nullement nécessaire que le commandement, à l'amont soit spectaculaire: c'est au plein sens du temps que la plaine de Mauguio, bien qu'adossée à de très basses Garrigues, de surcroît aplanies, a été définie comme un piedmont. Autre remarque importante: toute la

périphérie du Golfe du Lion s'est montrée subsidente, aux temps néogènes, et, sans doute, l'est-elle demeurée au Pléistocène, plus ou moins fortement selon les moments et les secteurs, dans une mesure qu'il conviendra d'apprécier. A juger du bilan cumulatif de ces déformations tectoniques, inaugurées au milieu du Tertiaire et poursuivies jusqu'à notre temps, on peut en rappeler les aspects sous-régionaux: faible au droit des Corbières et de "l'Eperon jurassique" du Bas-Languedoc (cf: sa définition: chap. I, p. 62); plus active entre bouches de l'Hérault et de l'Aude; accentuée davantage en Roussillon et en Camargue. Elle est éminemment favorable à l'entassement des dépôts et fait obstacle à leur dispersion. Qu'une plus fréquente humidité, résultant de la proximité de la mer ait joué son rôle reste probable, mais ce n'est qu'un facteur supplémentaire et dont il y a lieu, de surcroît de suspecter la constance: nous ignorons, en effet à quelle distance de la côte actuelle pouvaient se situer les rivages régressifs. Les indications que l'on a d'anciens littoraux submergés de la Planasse (grès de plages alignés) ne sont guère encore utilisables. Que ceux qui se plaçant aujourd'hui, dans le Golfe d'Aigues-Mortes et au large de Sète, à -7/-12 mètres et à -20/-35 mètres, aient respectivement livré une faune "chaude" à Tapes diana et une faune "froide" à Cyprina islandica (A. BONNET et Ch. DUBOUL-RAZAVET : 1953) ne signifie pas que l'on tienne les niveaux bien définis par rapport au maximum des transgressions tyrrhénienne et sicilienne. La conception, élaborée par P. MARS (1963) des cycles

transgressifs -régressifs, conduit à admettre que des faunes froides soient abandonnées relativement haut, pendant le mouvement négatif; alors que des faunes chaudes ont pu être déposées assez tôt et assez bas, pendant le mouvement positif. En outre, Cyprina islandica apporte des renseignements équivoques, en l'absence d'indications sur son cortège: accompagnée d'espèces au cachet archaïque, elle relève bien du Sicilien; en leur absence, elle peut n'indiquer qu'une faune quelconque d'un épisode froid et plus récent du Quaternaire récent (P. MARS, J. MARTHELY et J. PARIS : 1957). Voilà bien des incertitudes, tant sur l'ancienneté des phénomènes que sur l'étape que représente chacun, par rapport aux oscillations du zéro des mers. Si donc nous devons invoquer une influence climatique maritime, nous ne devons prendre en considération que les seuls niveaux transgressifs, élevés et observables, qu'il nous faut, maintenant examiner.

Relevons toutefois, auparavant, le fait que, sitôt qu'une des grandes conditions favorables aux accumulations détritiques que l'on trouve rassemblées en zone sub-littorale, s'avère réalisée, à l'intérieur des terres, cette fois, les dépôts quaternaires se montrent plus épais et plus continus: ainsi dans le bassin d'Aniane et la vallée de l'Hérault, individualisés par la subsidence néogène, et en situation de piedmont, les cailloutis que l'on suit du Pont du Diable au Sud d'Arboras; ainsi les brèches de pente des canyons sub-montagnards de l'Hérault et de la Vis, proches de Ganges, très arrosés et

BASSIN OCCIDENTAL DE LA MÉDITERRANÉE

D'après BOURCART



favorables aux brouillards d'inversion thermique. On voit qu'au-delà des ensembles sous-régionaux, de telles remarques tendent à privilégier les influences locales.

IV- LE QUATERNAIRE MARIN DU BAS-LANGUEDOC :

Par ailleurs, l'on doit attendre d'importants enseignements du contact des terrains du Quaternaire continental qui nous ont préoccupé, jusqu'ici, avec les dépôts marins du même système.

A - La plongée des terrasses climatiques sous le Flandrien et les dépôts holocènes fluviatiles -

En ce qui concerne les terrasses climatiques, le cas le plus fréquent se résume en leur plongée sous le Flandrien littoral et sous les limons et les sables fluviatiles holocènes qui font suite à ce dernier vers l'amont, par le double jeu de l'accumulation régressive et progressive, tel que l'a indiqué G.DENIZOT (1949) pour le Rhône inférieur. De ce fait, les relations entre les vases flandriennes et les dépôts holocènes sont, dans le détail, assez complexes, agrémentées de variations latérales et de phénomènes de recouvrement réciproques, selon que la transgression marine ou l'activité fluviatile l'ont, tour à tour, emporté. Reste que le recouvrement des terrasses, à l'aval, par ces formations post-würmiennes, est un fait d'observation facile. Celles de l'Orb s'enfouissent, l'une après l'autre, sous les alluvions modernes, entre Béziers (Würm) et la mer (Villafranchien), dans un ordre parfaitement conforme à la théorie du "point neutre" de L.TREVISAN

(1949 ,1950) (Voir encore: J.BARRIERE,G.BOUTEYRE,J.MAZIER, P.RUTTEN ,J.VIGNERON :1966). Pour l'Hérault,cette plongée débute vers Pézenas et s'achève de Bessan à Vias. Pour le Rhône, elle se place, concernant les bas niveaux,entre Beaucaire et Bellegarde.

B - Difficultés de l'étude des anciens rivages languedociens:

La portée d'une telle disposition ne peut apparaître que s'il est tenu compte de l'altitude acquise, par rapport au zéro actuel, et de l'implantation, à l'intérieur des terres, des anciens rivages quaternaires, dûment datés. Certains sont connus depuis la fin du XIXème siècle. Mais il s'en faut que tous les témoins aient été,actuellement,recensés. Les bien situer chronologiquement, les bien placer quant à l'évolution paléo-climatique du Pléistocène,est une entreprise difficile. D'abord, parce qu'il s'agit de témoins isolés, dispersés, occupant le plus souvent une faible place. Certes, la plupart d'entre eux sont fossilifères;mais les débris coquilliers sont, parfois très clairsemés et l'on sera alerté,alors, par la morphoscopie des sables, seulement, ou l'émoussé des galets,pourtant d'origine fluvatile,mais anormalement aplatis et parfois, interstratifiés dans une masse détritique continentale beaucoup plus puissante(cf.e, Costière méridionale,selon J.BARRIERE et C.TONI :1972).

1)-Dépôts transgressifs et régressifs :

Lorsque, au contraire, un gisement se montre sous des traits plus manifestes, il fait apparaître une grande variété de sédiments, au milieu desquels, du reste, les décharges de la glyptogénèse continentale ne sont pas absentes. Les bancs de galets, les conglomérats, les sables, plus ou moins grésifiés signalent, souvent, ce que furent des plages. Mais sables et grès peuvent appartenir à d'anciennes dunes, tandis que des cailloutis et d'anciennes vases peuvent dénoncer des portions de la zone "médio-littorale" qui demeuraient immergées, par rapport à la ligne de rivage responsable de l'ensemble sédimentaire étudié. C'est là l'ambiguïté de ces "terrasses littorales" comme les dénomment A. RIVIERE et S. VERNHET (1956): seule, l'altitude de la plage, improprement dite "soulevée", présente une valeur; à la dune correspond une erreur de quelques mètres en trop; aux dépôts sub-littoraux, un déficit de même importance. Or, ces approximations ne sont pas sans danger d'introduire des confusions graves, de nature chronologique, étant du même ordre de grandeur que la distance verticale qui sépare deux lignes de rivages transgressifs, se succédant en encadrant une régression; de même ordre de grandeur, encore, que les éventuelles déformations tectoniques, s'il en est survenu, depuis le Quaternaire moyen et récent. D'autres causes de confusions s'ajoutent : ainsi l'existence de levées purement fluviales qui se trouvent intriquées dans l'espace où prédominent les dépôts marins; en exemple, dans l'étang de Leucate, l'alignement des flots:

Dindilles, Vy, Rascasse et des presqu'îles de Pedros et Sidrières qui doivent représenter un ancien cours de l'Agly. Si l'on n'est jamais sûr de tenir un rivage qui corresponde à l'étale de la transgression, il faut également, et toujours dans ce même espace, éliminer les formations continentales mises en place pendant la régression; d'autant que la crise climatique qui accompagne cette dernière, en amenuisant le tapis végétal favorise la gélifraction, la solifluction, le colluvionnement de limons abondants. Ces épandages ne relèvent pas, dans leur principe, du monde littoral: simplement, partant des hauteurs intérieures, ils ont pu s'étendre assez bas, sous le zéro actuel, à la faveur de rivages déprimés. Mais il leur arrive d'emballer des coquilles, laissées par la transgression précédente et d'être remaniés, pour partie, par la transgression suivante. Nous verrons là, volontiers, l'origine des "cailloutis lagunolimniques" de A. RIVIERE et S. VERNHET (1956), apparemment liés à l'attaque subie par les falaises et typiques de l'étang du Paurel. C'est, en tous cas, l'origine de la Barre de l'Evêque (étang de l'Ayrolle-Campagnol, feuille de Narbonne, étudiée par J. BARRIERE (1966), "mise en place postérieurement au Tyrrhénien, lors de la grande régression würmienne qui a libéré des surfaces considérables de sables et de limons, matériaux de choix pour un transport éolien". Or, "plaquée contre des calcaires aptiens, jusqu'à l'altitude de 10 mètres environ", cette formation "régressive" s'élève, à cause de son mode de remaniement, au-dessus des cotes des deux transgressions qui l'encadrent (pp. 266-267).

2)-Recours à la paléontologie-le milieu lagunaire:

Le recours à la paléontologie est donc, plus que jamais ,nécessaire. Mais là, nouvelle difficulté: contre les massifs(Corbières orientales et leurs enveloppes néozoïques, Clape, Mont St-Clair) les rivages successifs s'échelonnent assez nettement en altitude et sur de courtes distances horizontales; entre ces massifs, des mers plus élevées que l'actuelle, ont largement envahi les terres basses-jusqu'à 19 kilomètres de notre littoral d'aujourd'hui, à Montels, près de Capestang, pour le Tyrrhénien. On ne saurait trop insister sur les bouleversements paléo-géographiques subis par les zones littorales et sub-littorales de notre région, au Quaternaire. Il en résulte que les nappes d'eau, introduites par les transgressions, dans les replis du relief continental, étaient loin d'avoir une communication facile avec le large; sans omettre la formation de cordons littoraux, abondamment pourvus en matériaux détritiques, mis à la disposition du courant de dérive, du fait même de l'instabilité bio-climatique du Pléistocène d'où l'incertaine destinée des graus contemporains de ces événements que nous pouvons aisément déduire des enseignements de l'époque historique (G.GALTIER :1958); sans oublier, non plus, les apports d'eaux des rivières, souvent mieux alimentées qu'aujourd'hui. Au fond, l'exploitation des récoltes paléontologiques pose trois problèmes qui ont été clairement mis en lumière par J.BARRIERE (1966), à propos du Tyrrhénien de l'étang des Bages et de Sigean.

-a)-La reconnaissance d'espèces, pouvant servir de fossiles directeurs, soit disparues de nos régions depuis ces temps; soit, alors, plus nombreuses, soit, encore, différenciées des actuelles par un léger détail morphologique: taille, résistance de valves plus épaisses, etc...

-b)-La détermination d'ensembles écologiques: l'opposition, par exemple, des espèces marines, peu tolérantes aux variations de température et de salinité (cf. genres Ostrea et Mytilus) et des espèces lagunaires (parmi les genres Tapes, Patella, entre autres) qui le sont bien davantage. Certaines sont adaptées aux graus où leurs héritières se trouvent encore; d'autres, adaptées à la turbulence, par leur résistance aux chocs; enfin, il existe des mélanges significatifs: stock lagunaire et stock de littoral rocheux qui indiquent la proximité d'une falaise de l'étang; stock lagunaire et stock dulçaquicole qui témoignent de conditions estuariennes.

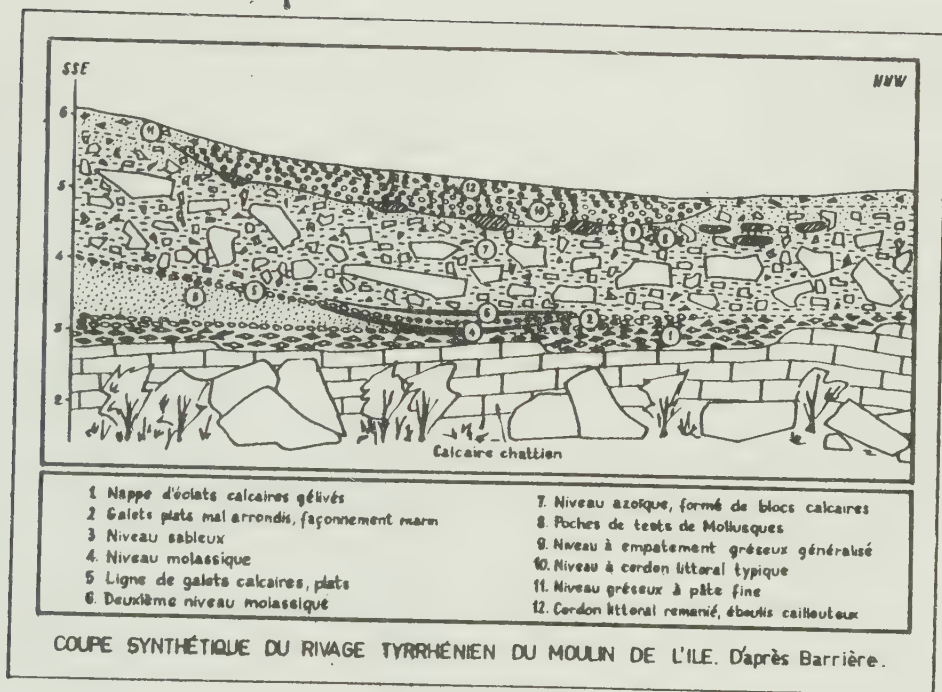
-c)- La mise en évidence du dynamisme transgressif: les aires écologiques n'ayant, évidemment, qu'une valeur momentanée, puisque placées dans la dépendance d'une paléo-géographie mouvante, au rythme de la transgression. Ainsi, au Tyrrhénien, dans l'étang de Sigean, aux caractères marins prédominants de la base, succèdent des signes d'appartenance à un milieu lagunaire, d'ailleurs lui-même assez instable, tandis que l'extrême sommet, manifestant une séparation très tranchée d'avec le large, tend à accréditer l'idée que le cordon littoral joue, essentiellement, un rôle tardif.

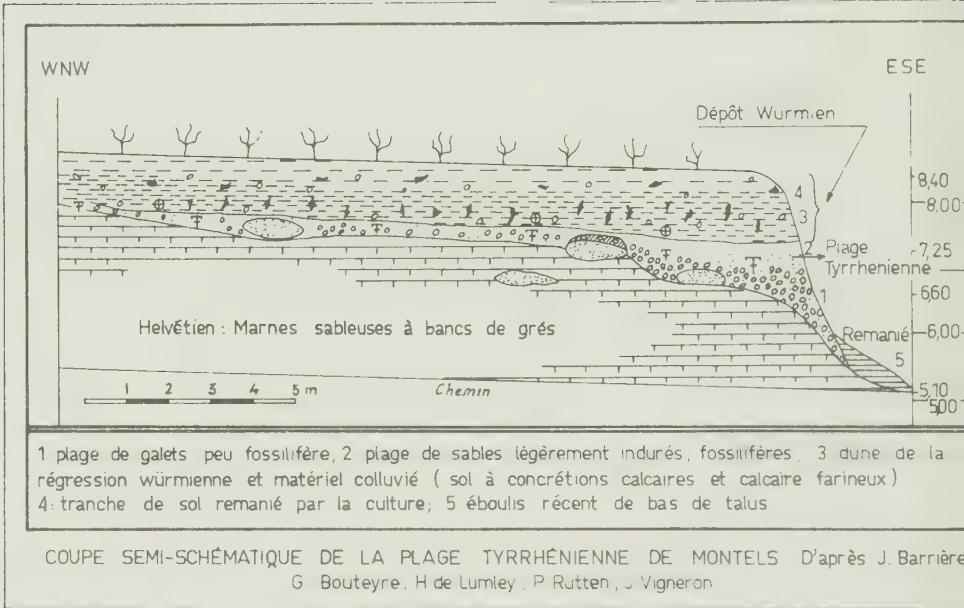
C - Les niveaux identifiés :

1) - L'Eutyrrhénien :

Au total, le littoral languedocien, compte-tenu des préoccupations méthodologiques exprimées ci-dessus, fait apparaître, essentiellement, des traces laissées par le niveau eutyrrhénien. Par ailleurs on connaît un rivage plus bas; et des témoins plus élevés ont été récemment identifiés. Nous les décrirons dans le vocabulaire de E.BONIFAY et P.MARS (1959), adopté par la plupart des auteurs, bien que nous n'ignorions pas que des révisions entreprises au Maroc aient perturbé le système de corrélations qu'on avait cru avoir fermement établi entre les côtes atlantiques et méditerranéennes, rendant ainsi nécessaire, à l'avenir, un réexamen des faits, tant dans un domaine que dans l'autre (G.BEAUDET :1971).

Malgré l'absence de Strombes et la difficulté, notée précédemment, de fonder une stratigraphie sur des faunes lagunaires, l'attribution du plus grand nombre de rivages languedociens connus à l'Eutyrrhénien, repose, en premier lieu sur des arguments paléontologiques (notamment: présence de Tapes diana et Cardium glaucum) que complètent, autour de l'étang de Bages et de Sigean, comme à Montels, près de Capestang, des relations topographiques bien définies, avec des glacis réputés rissiens auxquels ils succèdent et des dépôts régressifs würmiens qu'ils précèdent. Citons les principaux points d'observation, en rappelant les travaux de : P.MARS et F.OTTMANN (1955) A.RIVIERE et





S.VERNHET (1956), J.BARRIERE (1966, 1967, 1969), J.C.MISKOW-SKY (1966): en bordure de l'étang de Leucate (Barcarès de Leucate, Gendarmerie de Fitou) au Nord de l'étang de Lapalme (les Ramandils); en rive Ouest de l'étang de Sigean (Peyriac-les-Carières, le Moulin-de-l'Ile, la Table, Roc-St-Félix, le Plan, le Mourrel-du-Teule); sur la rive orientale du même étang (Gruissan-Galinat-Capoulade, Barre-de-l'Evêque, Pech Maynaud, Granies); en Narbonnais, sur le pourtour de la plaine actuelle (Langel, près d'Armissan, Montels, près de Capeatang, la Vernède, proche de Nissan; au Mont St-Clair à Sète (coupe du chemin de fer à la hauteur du cimetière le Py, rive Nord; enfin: Maraval, Balaruc. Cette énumération n'est pas seulement impressionnante par elle-même, mais en raison de la constance des altitudes significatives des gisements qui s'échelonnent entre 4 mètres, pour des dépôts tronqués, et 7,5 mètres, au maximum, avec une fréquence préférentielle autour de 5 à 6 mètres - tout à fait comparables aux cotes relevées à Majorque et à Châteauneuf-lès-Martigues.

2)-Le Néotyrrhénien -

a)-Gisements typiques-

Un rivage, de niveau inférieur et plus récent, se situe autour de 1 à 2 mètres. Il a été attribué, avec vraisemblance au Néo-Tyrhénien, par J.BARRIERE (1966), aux Cabanes de l'Angle, près de Sigean, nettement en contre-bas des dépôts rissiens et en rapport d'altitude convenable avec du Würm,

l'un et l'autre continentaux. Des niveaux, sans doute comparables, sont notés par A. RIVIERE et S. VERNHET (1956), entre 1 et 3 mètres, en bordure de l'étang de Leucate.

b)-Problème de la lumachelle du Temple de Vénus
à Vendres:

La lumachelle du Temple de Vénus, en marge du marais de Vendres, est bien, aussi, sise à + 2 mètres, en dessous de deux larges glacis rissiens à belles croûtes calcaires pluridécimétriques, qu'on peut observer, plus au Nord, en direction de l'affleurement liasique de la Galiberte; mais la situation de ce gisement coquillier, en bordure d'un effondrement récent, attribuable à la dissolution de l'Oligocène gypso-salin sous-jacent du bassin de Narbonne, entraîne quelque hésitation, en raison des difficultés d'interprétations faunistiques. S'agit-il de Néo-Tyrrhénien en place? ou d'Eutyrrhénien subsident?

c)-Problème du rivage semi-fossilisé de la plaine
de Mauguio (Mas Alban, Cabanes de Fourton,
Tartuguière):

Même problème pour les rivages à Tapes dianae de la plaine de Mauguio (Mas Alban, Cabanes de Forton, Tartuguière), sis au zéro actuel ou à des cotes légèrement négatives et fossilisé par les atterrissements flandriens et post-flandriens. Leur attribution, par la notice de la feuille géologique de Lunel au 1/50 000ème, à l'Eutyrrhénien, constitue, un peu une profession de foi néo-tectonique. Il est vrai que le lent plongement des rivages submergés de la Planasse dont il a été

question plus haut, d'Agde vers la Camargue, s'accorde avec cette façon de voir, sans toutefois, la justifier suffisamment, puisque la subsidence en cause pourrait être antérieure à ces rivages, somme toute, récents. Néanmoins, les positions relatives du Würm, du Riss et du Mindel continentaux du piedmont de Mauguio suffisent à nous convaincre que ces rivages appartiennent bien à un compartiment tardivement affecté d'un mouvement négatif.

3)-Les rivages antérieurs à l'Eutyrrhénien :

a)-Paléotyrrhénien

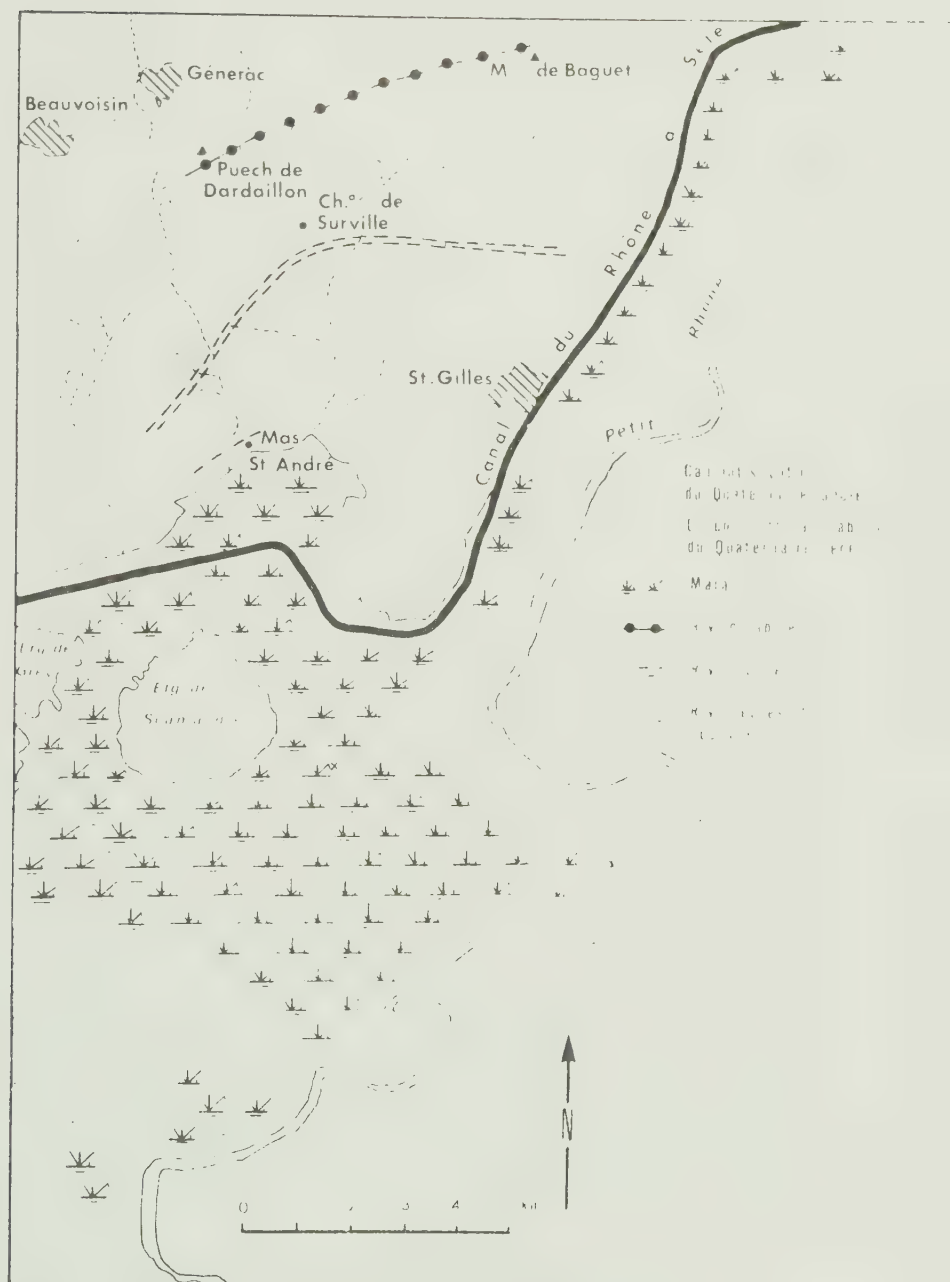
Au-dessus des rivages eutyrrhénien, notamment sur le pourtour de l'étang de Leucate, A. RIVIERE et S. VERNHET (1956) ont signalé des "niveaux" allant de 15 à 25 mètres, dont certains pourraient relever du Paléotyrrhénien, dans la définition de E. BONIFAY et P. MARS (1959 pré-cité). C'est, en tous cas, à cet épisode que J. BARRIERE (1967) attribue les argiles vaseuses et les passées de lumachelles, à faune de lagune fortement dessalée, surmontant, à la villa Sylvain, vers 20 mètres au flanc Nord du Mont-St-Clair, un paléosol assez bien évolué et tronqué, dont subsiste, néanmoins, partie de l'horizon argilique ainsi qu'une accumulation calcaire puissante. Ce dépôt vaseux serait, probablement, d'un âge peu différent des graviers à *Cardium* de la villa Estella, décrits par P. ELLENBERGER (1953) au flanc Sud de la colline de Sète.

b)-Sicilien -

Mais, revenant au flanc Nord, rappelons que J.BARRIERE (1967) a étudié, aux carrières Thomas, comme aux carrières de Ramassis, vers 40 mètres, des sables et des poudingues de galets calcaires "dont la morphoscopie rappelle celles des galets de cordons littoraux d'étangs actuels dans les zones modérément battues", accompagnés d'une faune à Cardium, Cérithes et Foraminifères, indicatrice, toutefois, d'un milieu assez nettement dessalé (pp.168-169). Il rapporte ce gisement au Sicilien. Dans un travail récent (J.BARRIERE et C.TONI :1972), le même auteur et son collaborateur reconnaissent encore le Sicilien dans une formation littorale complexe, sise à 40-45 mètres et observable aux environs de St-Gilles. Fossilisant un cailloutis fluviatile d'origine rhodanienne, l'un des premiers décelés au Sud de la Costière, elle montre d'abord un niveau d'altitude lagunaire (argiles, marnes, calcaire marneux-celui-ci déjà reconnu par G.DENIZOT (1938)-, sables et grès) que ravine un cordon littoral dont les galets se différencient nettement du stock caillouteux précédent, non seulement par leur morphométrie (fort aplatissement) et leur stratification, mais encore par leur nature, fréquemment calcaire et, plus généralement, leur pétrographie d'affinités "duranciennes". Cet appareil côtier ne paraît pas sensiblement déformé et les deux chercheurs pensent que le rivage des carrières d'Espeyran, établi en contrebas, vers 10-15 mètres, dont le cailloutis, "interstratifié de grandes passées sableuses souvent grésifiées", ne diffère guère de celui de St-Gilles, ne marquerait qu'un stade récessif du

Fig. 96 .

LES ANCIENS RIVAGES DE LA COSTIERE MERIDIONALE IDENTIFIES PAR J. BARRIERE ET C. TONI



même cycle "transgression-régression", peut-être parallélisable avec le littoral des Bouillens (Vauvert) remaniant, lui, par contre, un cailloutis rhodanien, celui de la terrasse de Meynes-St-Véran (sans doute gunzienne) (op.cit.pp.248-251).

c)-Calabrien -

Toujours en Costière, mais plus haut en altitude (110-130 mètres) et plus bas, stratigraphiquement, se trouve un autre complexe littoral: il montre des marnes lagunaires à Gryphées (Gryphaea virleti, Gryphaea cucullata) que surmonte un cordon plus grossier: sables quelquefois consolidés en grès cannelés et coupés d'argiles calcifiées à surface polie (signes d'émersion) et galets calcaires à très fort indice d'aplatissement. Ce témoignage littoral s'intercale entre les galets continentaux inférieurs cévenols et, plus exceptionnellement rhodaniens (Beauvoisin) et les galets fluviatiles duranciens de la Costière méridionale (op.cit.pp.243-244), ce qui leur assigne un âge équivalent de notre Villafranchien inférieur. La comparaison avec le Biterrois où ont été trouvées des formations homologues à celles de la Costière (Voir, en particulier les horizons de passage du Pliocène au Villafranchien à la Cave coopérative de Portiragnes et à Corneilhan), le placeraient avant l'épanchement de la table volcanique de Valros (J.BARRIERE et C.TONI : 1972); celle-ci ayant un âge absolu de 1,6 million d'années, on trouverait une position chronologique point trop éloignée-encore que plus récente- de celle qu'on accorde au Calabrien d'Italie,

concordant sur le Pliocène. Les témoins de ce vieux rivage pléistocène s'alignent dans la zone des Puechs de Costière (Cocon, Dardaillon, d'Aigue -Vive , Lachet, St-Antoine) et se prolongent au Moulin Baguet et aux Friches de Fourniguet, de Générac aux environs de la station de pompage de Pichegu, en somme. Il est déformé visiblement ,et contrairement au littoral sicilien.

4)-Bilan :

D'autres rivages tyrrhéniens, sans doute, et d'autres rivages siciliens et calabriens, probablement seront détectés dans les grands glacis détritiques du piedmont de Mauguio et du Biterrois qui n'ont pas encore livré toutes leurs richesses; mais déjà le tableau que nous avons pu dresser, ici, de ce Quaternaire marin, à l'Ouest du Rhône, à partir des travaux entrepris ou animés par J. BARRIERE qui méritent de faire autorité et dont nous nous reconnaissons bien volontiers tributaire, offre quelques enseignements sur lesquels il convient de s'arrêter:

a)-Interstratification de dépôts marins et continentaux -

D'une part, quelques coupes confirment, intercalées entre des dépôts de rivages, l'existence de nappes d'origine continentale, mises pourtant en place pendant un interglaciaire, à l'occasion d'une crise (récurrence froide ou sèche), prouvant, comme nous avons essayé de l'établir plus haut, que l'attribution automatique de toute accumulation de cette origine à une période "périglaciaire" relève d'un schématique excessif: ainsi

le niveau n°7 de la coupe de Peyriac-les-Carrières, étudiée par J.BARRIERE (1966).

b)-Inégale déformation des anciens rivages
d'Ouest en Est -

D'autre part, l'inclinaison, vers le large de la Camargue des deux lignes de rivages submergés connues- si mal datés soient-ils -la situation en altitude nulle du rivage tyrrhénien du Nord de l'étang de l'Or, en rapport avec l'étalement quasi-nul des formations continentales du piedmont de Mauguio permettent de définir deux domaines: l'oriental étant manifestement plus subsident que l'occidental. C'est poser le problème de la Néo-tectonique.

V - PROBLEMES DE NEOTECTONIQUE -

A- Position historique du problème :

La recherche néo-tectonique s'est présentée, en notre région, comme une préoccupation sérieuse, depuis une trentaine d'années, à la suite de la conception, par G.DENIZOT (1936-1946) d'une faille post-pliocène, à Vauvert, dénivellant le cailloutis "villafranchien". Dans la suite, A.BONNET a donné de ce diastrophisme tout à fait récent, une image impressionnante, en diverses publications (1955, 1962, 1965, 1966). Image qui, à notre sens, risque d'être forcée et même faussée, du fait que cet auteur s'attache à décrire les déformations d'une "nappe villafranchienne", regroupant la plupart des cailloutis du Quaternaire ancien, de calibres voisins et de même patine blonde,

dans une acception assez traditionnelle, proche de celle de la carte géologique au 1/80 000ème. Ce postulat, admissible il y a vingt ans, ne peut plus, nous semble-t-il, être reçu aujourd'hui: il reviendrait, en effet, ... "à attribuer le même âge et la même origine à des cailloutis ... extrêmement différents, tant par leur pétrographie que leur mode de mise en place, leur position stratigraphique, géomorphologique et leur âge" (J. BARRIERE et C. TONI :1972, p.267). Renoncer à les classer, les regrouper dans un ensemble abusivement compréhensif; c'est s'exposer à confondre des dénivellations ayant leur origine dans la glyptogénèse et qui séparent des épandages distincts avec des rejets de failles ou des rayons de flexures. Donc majorer les effets de la néo-tectonique, pour le moins, ou en déplacer les points d'application réels. Il faut, du reste, avouer que la tentation pouvait être forte, du fait des sondages entrepris (directs ou sismiques) qui révélaient des accidents profonds et souvent importants, par exemple, dans le voisinage de cette "faille de Vauvert" que les arguments de surface ne permettent ni de confirmer, ni d'infirmer (J. BARRIERE et C. TONI :1972, p.268)

B- La Costière : crise fini-pliocène/ début Quaternaire:

1)- L'anticlinal de la Costière de Générac :

La notion de néo-tectonique ne se trouve pas condamnée pour autant. A partir de la patiente analyse des formations de la Costière méridionale, J. BARRIERE et C. TONI (1972) ont mis en évidence une certaine mobilité, attestée depuis le

Pliocène et se poursuivant au Quaternaire ancien. C'est ainsi que, dans la région des Puechs, les sables astiens et, plus encore, les couches à Potamides basteroti se montrent transgressifs sur les argiles plaisanciennes. C'est le signe, à la charnière des temps tertiaires et quaternaires, de l'activité d'un petit anticlinal Ouest-Est. Sa représentation s'est trouvée exagérée sur les feuilles géologiques au 1/80 000ème de Montpellier, d'Arles et d'Avignon, dans la zone où elles se juxtaposent, et cela du fait de la part excessive faite aux affleurements de l'Astien. Néanmoins, une fois accomplie la révision nécessaire, son image demeure, évoquant une sorte de boutonnière au noyau dérivé tourmenté et dont les crêts seraient constitués par divers cailloutis pléistocènes. Selon J.BARRIERE et C.TONI (1972, p.267), cette "paléo-ride" ... "devait s'appuyer sur les Alpilles, en passant par les pointements de calcaires secondaires et tertiaires de la région de Beaucaire et de Jonquières".

2)-La faille d'Aigue -Vive Captive et ses répliques:

La région de Générac montre, en outre, une faille, au rejet modeste (5 à 10 mètres), d'orientation Nord- Nord-Est, Sud - Sud-Ouest, ... "bien visible dans le paysage, depuis le versant Nord-Ouest du Puech Lachet, jusqu'au Sud de Reculan" ..., faille dite "d'Aigue -Vive Captive" qui s'est montrée active à la fin du Pliocène et a poursuivi son jeu, commandant les détails de la distribution des sédiments détritiques, jusqu'au début du Pléistocène ancien. Il semble, en outre, qu'elle possède des répliques, de même orientation, dénoncées par des zones de

broyage, des pendages localement très vigoureux, des contacts anormaux, au droit des Puechs Roussin et Casseport (op.cit. pp.237-238). On a vu que cette phase tectonique, responsable de la déformation du rivage "calabrien" et qui a induit, en Costière méridionale, de puissants ravinements bien situés stratigraphiquement, avant le Günz ancien, dans la région de St-Gilles en particulier, n'était plus sensible à partir de la mise en place du rivage "sicilien" de 45 mètres.

C- Elargissement de la notion néotectonique à l'ensemble languedocien:

De cette crise, attestée localement, dotée d'une certaine violence, inaugurée à la fin du Tertiaire pour déborder sur les débuts du Quaternaire, il nous paraît qu'on peut reconnaître les effets sur une large échelle régionale. En effet, elle s'accorde bien avec quelques propositions que nous avons avancées.

1)-Diastrophisme et érosion durant le Quaternaire:

a)-Erosion verticale et différentielle-Erosion karstique :

D'une part, au moins autant que les oscillations climatiques et, sûrement, bien davantage que les variations du niveau marin (dont nous exploiterons ci-dessous les enseignements, mais dont on peut souligner déjà que les effets n'ont pu se faire sentir très loin dans l'arrière-pays), la crise diastrophique qui nous occupe justifie la forte glyptogenèse et les profonds changements survenus, à cette époque charnière, dans les paysa-

ges. Parmi les vastes surfaces d'aplanissement, étagées, peu régulières, en partie déformées et semées de reliefs résiduels qui s'imposaient, à la fin du Tertiaire, se développent, désormais, par étapes, les incisions verticales des vallées; ainsi, le compartimentage structural, si caractéristique du Bas-Languedoc et du Roussillon, un moment dissimulé par l'extension des aplanissements, se trouve remis en valeur. Les vallées s'épanouissent et confluent dans les "bassins" marneux qui s'excavent; elles affectent l'allure de canyons en sciant les massifs de Garrigues. Nous avons vu (chapitre IV) comment cette érosion sub-aérienne verticale, jointe au mouvement d'ensemble de bascule dont la crise tectonique en cause constitue, sans doute, un épisode, était nécessaire pour expliquer la zonation du karst souterrain, les types de niveaux de base hypogées (à plancher imperméable ou formés par la nappe karstique), les circuits souterrains sub-littoraux, envahis par la transgression flandrienne.

b)-Mobilité et aires d'accumulation des cailloutis:

D'autre part, contemporain ou péné-contemporain de cette crise, se place un important remaniement de cailloutis. Son caractère, très général, nous incite à le rattacher, d'abord, à des causes climatiques. Mais les calibres des éléments mobilisés supposent des pentes assez fortes et récemment créées, si l'on se réfère aux caractères granulométriques de la sédimentation dans la période précédente. On distingue, naturellement, deux catégories de dépôts: locaux, à éléments calcaires empruntés aux Garrigues; d'origine lointaine où le calcaire n'inter-

vient, mais avec des faciès spéciaux (galets à "réseaux d'ellipses", dessinés par la calcite et les sels métalliques, décrits par J.BARRIERE et C.TONI, 1972, p.236), que dans le cas d'apports duranciens. Ceux des Cévennes, du bassin rhodanien proprement dit, de la Montagne Noire l.s. et des Pyrénées Orientales sont siliceux. Or, de provenance vidourlienne (Vérargues) et empruntés à l' "Eperon jurassique du Bas-Languedoc (Mosson) les cailloutis locaux, d'âge Villafranchien inférieur, introduisent une présomption de mobilité que les enseignements des anciens rivages et ceux des défluviations nous aideront à préciser. Quant aux cailloutis siliceux (du Villafranchien inférieur au Villafranchien moyen), leur accumulation en Biterrois, Roussillon et dans le Bas-Rhône y désigne trois zones de mouvements subsidents que nous énumérons dans un cadre correspondant à la croissance du phénomène. En effet, si nous tenons compte, moins de la puissance des dépôts qui dépend, en grande partie, de la capacité des organismes fluviatiles correspondants, que de leurs dispositions d'ensemble, "l'encagement" des dépôts pléistocènes apparaît plus net dans le Bas-Rhône et en Roussillon, tandis que le Biterrois prend la forme d'un assez modeste glacis d'accumulation, affecté d'un mouvement de bascule (E.COULET, 1968-69). Sans davantage minimiser l'effet des modifications climatiques, les provinces d'origine de ces cailloutis tendent à accréditer l'idée que les déformations ne se sont pas bornées à la zone sub-littorale, ni aux points précis où elles sont, actuellement démontrées.

c)-Regradation des basses surfaces:

Enfin, sur les marges des secteurs subsidents, ou en bordure des "bassins" en voie de dégagement différentiel, l'érosion des anciens sols à kaolinite, le départ des cailloutis locaux, le prélèvement, à l'état dissous, de grandes quantités de carbonate de calcium, non seulement aux dépens des réseaux souterrains mais aussi par lavage des topographies sub-aériennes, paraissent en accord avec les phénomènes de regradation des basses surfaces que nous avons proposé de dater comme pré-villafranchiennes et villafranchiennes.

2)-Néotectonique en Roussillon, Corbières et Bas-Languedoc

occidental- Les défluviations des pays de l'Aude :

D'autres recherches, visant la néotectonique ont été récemment entreprises dans les Corbières, le Roussillon et le Bas-Languedoc occidental- notamment, au long du couloir de basses terres qui unit Toulouse à Narbonne par Carcassonne - animées par M.GOTTIS et F.ELLENBERGER (M.BENEST et M.GOTTIS, 1965; F.ELLENBERGER et M.GOTTIS, 1967; M.GOTTIS, 1971; M.GOTTIS M.LENGUIN, Mlle E.SELLIER et A.TAVOSO, 1972). Ces études font appel à des techniques très variées: révisions stratigraphiques, détermination des failles et de leurs rejets récents par examen des formations en contact anormal, étude des déformations des surfaces "listriques" de couches de référence, relations entre les accidents et le thermalisme, exploitation des anomalies et des incidents déterminables dans les tracés des organismes

hydrographiques. Par là, notamment à propos des "passages de l'Aude", entre les méridiens de Capendu et de Lézignan, et des variations touchant les confluences dont bénéficie ce fleuve, M.GOTTIS rejoint des types d'observations et de réflexions familières aux morphologues (cf, défluviation de la Cesse-J.LE COZ, 1967; défluviations du Vidourle et du système de la Mosson dont il a été question, plus haut, dans le présent travail). Quels que soient le nombre et le style des accidents de détail qui ont alors joué (et que les organismes fluviatiles n'ont pu exploiter qu'en phase climatique favorable) leur juxtaposition définit toujours une zone de diastrophisme ayant globalement valeur de flexure (ainsi l'aire de résistance constituée par les reliques du système chevauchant des nappes traversant le couloir de l'Aude, par rapport à la basse vallée de ce fleuve, subsidente, plus à l'aval); flexures où, justement, les défluviations se sont produites.

3)-Rythmes et axes de la néotectonique languedocienne :

- a)-L'importance du Quaternaire ancien- Moindres certitudes -(sauf locales) concernant le Quaternaire moyen et récent :

Ainsi, des chercheurs travaillant séparément, différents par leur formation, parviennent à la conviction que la néotectonique est, en notre région, une réalité, discrète, sans doute, par là, difficile à démontrer, et cela d'autant plus que les temps quaternaires avancent. Pour J.BARRIERE et C.TONI (1972), le rivage "sicilien" de St-Gilles n'est pas sensiblement

déformé. Notons qu'il se tient à une altitude à peu près semblable à celle du littoral du Mont St-Clair, d'âge équivalent. De même (sauf, peut être, à Vendres), de l'étang de Leucate à la Montagne de Sète, le niveau eutyrrhénien se tient, à peu de choses près en plus ou en moins, autour de 5-6 mètres. Tout se passe comme si le diastrophisme régional connaissait un ralentissement du Néogène au Pléistocène, avec un freinage quasiment complet au Quaternaire moyen et récent. Néanmoins, les travaux animés par M. GOTTIS tendent à accréditer la réalité d'une certaine mobilité, postérieure au Quaternaire ancien. Comme nous le verrons bientôt l'analyse morphologique dans l'aire des formations continentales de la basse vallée de l'Hérault et de la plaine de Mauguio nous incite, au moins localement, à des conclusions semblables. L'apparente stabilité du Quaternaire moyen et récent est peut-être due à un ralentissement du diastrophisme; mais on ne peut manquer de faire cette remarque: qu'il s'agit plutôt d'une impression, explicable surtout par la brièveté de ces époques récentes; moins du tiers de la durée des temps quaternaires depuis le Sicilien, par référence à la chronologie longue.

b)-Les axes de déformations néotectoniques:

Subsistent donc quelques incertitudes quant aux rythmes de l'activité diastrophique après le Villafranchien ancien. Peut-on, du moins en fixer les grandes lignes de force sur la carte ?

-La flexure sub-littorale et les facteurs de la
mobilité de la ligne de rivage:

En constatant l'alignement des Alpilles, des affleurements crétacés et tertiaires de Beaucaire et de Jonquières avec la ride anticlinale de Gênerac, J. BARRIERE et C. TONI (1972) sont à la recherche d'un axe tectonique directeur et récent, dans une zone extrêmement fragmentée par les effondrements rhodaniens. On peut prolonger cet axe, par delà le fossé de la Vistrenque; il s'identifie, alors avec le contact de la plaine et de la Garrigue, de Vêrargues à la Paillade, suivant une orientation grossièrement parallèle à la plus grande dimension des étangs et au lido, du moins jusqu'aux confins de la petite Camargue. L'on sait que ce contact plaine-Garrigue, en forme de flexure a servi de limite à la transgression pliocène, de point de départ aux nombreux épandages continentaux quaternaires et à la localisation aux défluviations pré-citées du Vidourle et de la Mosson. Il est extrêmement important de noter, pour notre propos, que toutes les évolutions positives de la ligne de rivage se sont trouvées bloquées dans une bande d'une dizaine de kilomètres de large, à son flanc Sud, sur des distances verticales qui n'ont pu excéder l'altitude des Garrigues locales, soit entre 40 et 60 mètres.

Différence considérable avec la région marseillaise où l'Astien est attesté à près de 200 mètres d'altitude, sans parler de la région niçoise où il est parvenu plus haut encore.

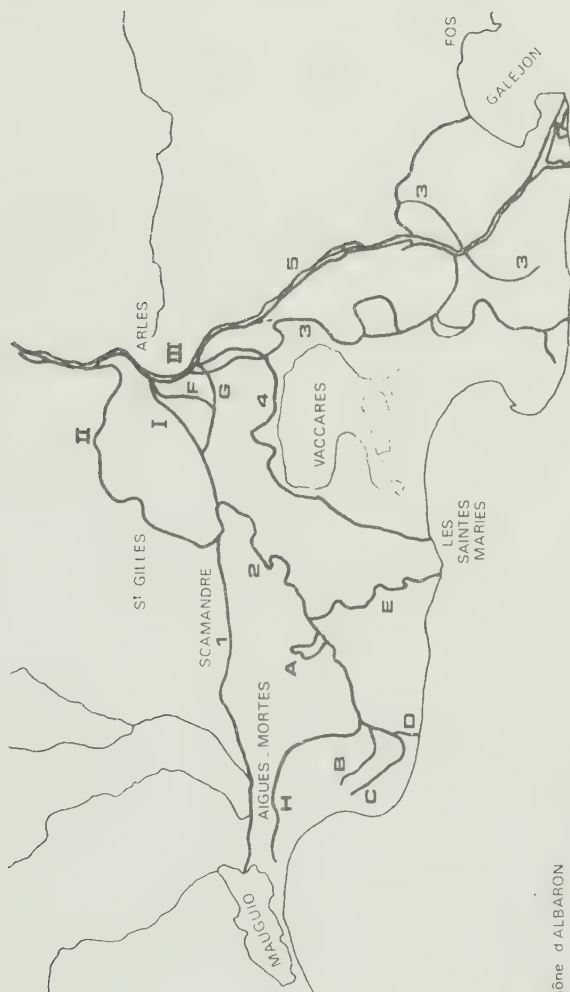
Il ne nous paraît guère possible de fixer, de l'Astien à l'actuel, une altitude absolue de valeur régionale à chacune des lignes successives des rivages transgressifs du Quaternaire, par référence au zéro des mers d'aujourd'hui. En définissant naguère le Pléistocène comme le temps de la régression, G. DENIZOT (1948) se bornait - ce qui paraissait alors d'expérience quasi-universelle - à constater que les niveaux les plus récents sont, en règle assez générale, observés au-dessous des plus anciens. Toutefois, non seulement les valeurs de l'étagement qui les séparent sont variables, singulièrement dans le monde méditerranéen, mais la série peut s'inverser au point que des rivages plus vieux se trouvent subordonnés à des plages plus jeunes.

Au vrai, notre problème prend la forme d'une équation à trois inconnues.

1-Influence du glacio-eustatisme:

La première, d'application planétaire, se réfère au glacio-eustatisme. L'on sait qu'il s'agit essentiellement des pulsations des lointains inlandsis. En période de transgression et compte tenu des lois particulières de l'évolution de ces entités, interviennent non seulement la diminution de chacune de ces accumulations de glace, mais également la décroissance de leur nombre. D'un interglaciaire à l'autre, d'un interstade au suivant, rien ne garantit, par conséquent, que les quantités d'eaux rendues aux océans soient équivalentes. Mais au cours de grands interglaciaires de longue durée, rien n'empêche, non plus,

LES BRAS DU RHÔNE



- I** : Rhône d'ALBARON
- II** : Petit Rhône (Chenal de FOURQUES)
- III** : Grand Rhône
 - 1** : chenal de TOURRADON
 - 2** : chenal de SILVEREAL
 - 3** : Rhône d'ULMET.
 - 4** : Rhône de St-FERREOL.
 - 5** : chenal actuel du grand Rhône
- A** : Partie abandonnée du chenal de SILVEREAL.
- B** : Rhône mort.
- C** : Rhône à St-ROMAN.
- D** : Rhône vif.
- E** : Rhône d'ORGON
- F** : Chenal de la ROUBINE TRIQUET
- G** : Chenal du GAGERON.
- H** : Rhône mort aux tombes

25 km

que par liquidation totale des glaciers continentaux, les océans aient retrouvé une ou plusieurs fois, le même volume aqueux. C'est, au fond, une question d'intervalle de temps que commandent des rythmes cosmiques.

11-Isostasie d'origine glyptogénique et bombements continentaux:

La deuxième inconnue, d'intérêt largement régional, ressortit à l'isostasie: il convient, en effet, de prendre en compte l'allègement du continent, du fait de l'érosion, et, conjointement, la surcharge sédimentaire imposée aux fonds marins. De ce point de vue, que l'on se réfère ou non aux conceptions de J. BOURCART, les domaines littoral et pré-continental ne peuvent guère être conçus que comme une aire de flexuration. Toutefois, le jeu isostasique apparaît comme la résultante complexe de l'action des forces externes et des forces internes. D'un côté, l'activité de l'érosion est dans la dépendance des climats régnants; de l'autre, il faut insérer, parmi celles de notre problème, les données essentielles de la géophysique, notamment la tendance à l'expansion des fonds océaniques et les dérives et bombements continentaux qui en résultent- faits qui ne peuvent manquer d'intervenir pour moduler l'énergie de l'érosion subaérienne et l'importance de la sédimentation marine. Pour la Méditerranée, longue déchirure de "l'Ancien Monde" et mer "océanique", l'on voit bien que de telles réflexions consistent à actualiser, en la renouvelant, la vieille théorie d'ARGAND.

III-Rôle décisif de la néotectonique à l'échelle sectorielle :

La troisième inconnue n'est autre que la néotectonique que nous cherchons à préciser.

Le problème serait insoluble si les trois ordres d'actions ainsi définies se rapportaient à des échelles spatiales semblables. Celles qui concernent la variation eustatique et l'isostasie, trop importantes, échappent à nos possibilités d'investigations personnelles, limitées au plan de la région. Mais précisément à cause de cette ampleur, lors d'une phase donnée, l'eustatisme et l'isostasie définissent des valeurs (positives ou négatives) qui s'appliquent à tout le littoral étudié, sans différenciation sectorielle. Cela va de soi pour l'eustatisme dont le caractère pla étaire a été rappelé; il en est de même pour l'isostasie dont on sait qu'elle ne peut se manifester que lorsque les déséquilibres qu'elle corrige ont atteint un certain seuil critique; ce qui implique que la compensation se manifeste par à-coups et pour de larges panneaux continentaux. Si bien que l'isostasie et l'eustatisme majorant ou minorant les déplacements de la ligne de rivage uniformément sur de vastes distances, le facteur tectonique apparaît comme le seul principe de diversification à l'échelle du petit secteur littoral.

-Enseignements tirés de la hiérarchisation des niveaux:

Ainsi, du point de vue du regroupement des anciens rivages repérés à ce jour en Bas-Languedoc, il est nécessaire de bien distinguer deux types de combinaisons significatives que l'on comparera utilement avec celles de la Provence et du Pays niçois: savoir, les secteurs à rivages quaternaires nettement étagés et les secteurs de faible hiérarchisation.

- 1- Secteurs à niveaux nettement étagés -soulèvement modéré: le type de "l'Eperon jurassique"

Parmi les premiers, il convient de ranger, sur la façade orientale des Corbières, le pourtour des étangs de Leucate et de Bages et Sigean, d'une part; d'autre part, le pays sétois, extrémité méridionale de "l'Eperon jurassique" languedocien. L'on remarquera qu'il s'agit d'ensembles où les terrains mésozoïques s'approchent directement de la mer, davantage que partout ailleurs; qu'en outre, ils portent des surfaces d'aplanissement demeurées assez haut perchées au-dessus du zéro actuel: principalement la "surface fondamentale" et ses retouches néogènes, des lambeaux souvent importants du "niveau" des "monadnocks" étant, du reste, représentés, tant en Corbières qu'avec le Causse d'Aumelas et la Gardiole; qu'enfin, les rivières traversent ces massifs calcaires grâce à des gorges nettement entaillées, sinon toujours profondes (Berre, Coulazou, Mosson) et sont accompagnées, au débouché dans la plaine littorale ou dans les bassins de Garrigues qui s'articulent sur

cette dernière, des terrasses climatiques-ressortissant, par conséquent, au Quaternaire continental- mais clairement étagées, tout comme le sont les anciens rivages. L'ensemble des conditions régnant sur ces secteurs littoraux et dans l'immédiat hinterland plaide en faveur d'un soulèvement continental d'ailleurs très modéré.

L'on sait que de semblables observations ont pu être faites assez généralement en Provence où les déformations des anciens littoraux sont attestées dans deux directions. Aux environs d'Hyères, les rivages attribués aux mêmes épisodes tyrrhéniens sont plus élevés au flanc des Maures que dans les îles, traduisant un gauchissement vers le large (H.PARENT,1943). Par ailleurs, ils s'élèvent et les intervalles altitudinaux qui définissent leur hiérarchie s'accroissent vers l'Est pour atteindre un maximum dans les Alpes maritimes où des dépôts imputables au Quaternaire moyen ont permis de soupçonner que la surface de la mer correspondante approchait 90 mètres (F.OTTEN,1953).

Pour le Bas-Languedoc, nous retiendrons particulièrement le cas du pays sétois. L'on a noté, sur le Mont St-Clair lui-même, entre 45 mètres et le zéro actuel, le modeste mais indiscutable échelonnement des rivages sicilien, paléotyrrhénien et eutyrrhénien. Nous remarquons, cependant que ce sommet s'élève à 175 mètres et s'entoure, à quelque distance, plus au Nord, d'une série de hauteurs (Gardiclé, anticlinorium de Montpellier) plus importantes encore où les rivages calabrien et astien n'ont pas été repérés à notre connaissance. Il y a plus: la mer astienne

n'a envahi le fossé de Montbazin-Gigean que par le Nord-Est (Fabrègues). L'Astien n'est pas représenté dans le Sud où, du reste, cette dépression s'étrangle de moitié, ne permettant au ruisseau de la Vène de s'en échapper qu'au prix d'une véritable percée, entre Issanka et le carrefour de Frescaly, au contact du Jurassique, du côté de l'Orient et de la molasse dont les micro-corniches mettent en valeur la structure, à l'Ouest. L'Astien n'est pas davantage connu au voisinage de l'étang de Thau dans sa partie Nord orientale où les limons continentaux des environs de Frontignan, immédiatement subordonnés aux couches à Potamides Basteroti, reposent directement sur l'Helvétien. Nous pensons pouvoir rendre compte de cette situation en invoquant, pour le pays sétois, l'évolution suivante:

1)- A l'Astien, on aurait une certaine position en altitude de ce secteur, telle que les rivages correspondants aient été en contrebas et à l'aval des hauteurs actuelles. 2)- Les rivages du Quaternaire ancien (Calabrien l.s.) ont pu encore se situer un peu plus au large que la côte actuelle tout en se tenant vers l'altitude d'une vingtaine de mètres par rapport au zéro d'aujourd'hui, si, comme il est très vraisemblable, le lac de Frontignan s'était établi, en position sublittorale, à un niveau proche de celui de la mer qui lui était contemporain; un mouvement de bascule, survenant à ce moment, expliquerait que les eaux marines qui ont évacué la région de Fabrègues, se soient, à l'inverse, rapprochées du flanc méridional de la Gardiole. 3)- Mais la hiérarchie respectée des niveaux sicilien, paléotyrrhénien et eutyrrhénien, sur le Mont St-Clair,

ne peut se justifier que par la reprise d'un jeu diastrophique positif modéré. Ainsi, "l'Eperon jurassique" du Bas-Languedoc, comme les Corbières orientales et comme la Basse Provence marseillaise, figurerait une sorte de horst.

En Basse Provence, précédant l'effet de surrection, il semble qu'un basculement vers la mer doive être également affirmé, ayant escamoté les plus anciens littoraux du Quaternaire (J.J.BLANC et E.BONIFAY :1953; E.BONIFAY :1954 et 1962). Mais la déformation "latérale des anciens rivages trahit, vers l'Ouest, l'approche de la sévère subsidence camarguaise (G.DENIZOT:1952; A.BONNET et Ch.DUBOUL-RAZAVET :1953).

11)- Secteurs à niveaux faiblement et mal hiérarchisés: le type de la plaine de Mauguio :

Celle-ci influence, à l'évidence, la plaine de Mauguio. En témoignent les arguments déjà cités: altitude nulle ou légèrement négative du littoral tyrrhénien (Eutyrrhénien?) et, en arrière, faiblesse de l'étagement des formes modelées dans un Quaternaire continental où les dépôts attribuables au Würm, souvent recouverts par le colluvionnement post-glaciaire, ne sont qu'à un ou deux mètres en contrebas des niveaux que l'on date du Riss et, pour certains, du Mindel.

Il est vrai qu'aux environs de St-Géniès-des-Mourgues, la même faiblesse dans la hiérarchisation des formes pléistocènes s'observe au Nord de la ligne de flexure que nous avons définie grâce à l'alignement des défluviations du Vidourle, à

l'Est et de la Mosson à l'Ouest. Comme aucun effet sérieux de barrage par des roches résistantes, qui rendrait compte d'une aussi faible dissection du paysage, ne peut être invoqué à la hauteur de Lunel-Viel, nous proposons cette explication: le jeu de la flexure proprement dite ne serait, ici, qu'un incident, inclus dans un mouvement de bascule de plus grande ampleur spatiale que cette partie du Bas-Languedoc prononcerait vers la mer, ici nettement accentué, sans doute parce que tardivement prolongé, au voisinage de la grande subsidence camarguaise.

Une contre-preuve de cette affirmation nous est fournie par la comparaison avec la rive Nord de l'étang de Thau à l'Ouest de Bouzigues qui participe encore, quoique de façon atténuée, à la tendance propre à "l'Eperon jurassique" dont les prolongements souterrains forment le substrat de ce secteur vers le Sud-Ouest, jusqu'à l'accident révélé par sondage qui a brisé le dôme de Castelnau-de-Guers. Ici, la hiérarchisation en hauteur des formes modelées aux dépens du Quaternaire continental moyen et supérieur, sans être remarquable, produit des dénivellations en moyenne doubles de celles qui ont été notées sur le piedmont de Mauguio. Ce secteur aux caractères en quelque sorte intermédiaires, annonce la subsidence de l'Agadès.

-Les failles radiales: le type de la basse vallée de l'Hérault :

Avec l'Agadès et la basse vallée de l'Hérault, nous abordons un autre type d'aires de mobilité récente: celles qui sont liées aux dislocations radiales accompagnant l'effondre-

ment du Golfe du Lion - de direction orthogonale, par conséquent, à celle de la flexure étudiée aux paragraphes précédents. La néotectonique ne saurait surprendre à cet endroit: la plaine de l'Hérault est, en effet, engagée dans une zone de dislocations très anciennes et durables. Dès la fin du Paléozoïque, un coulis-sage déplace une partie du socle vers le Nord Est : d'où le décalage brutal entre Montagne Noire orientale et Cévennes, fa-vorisant l'ingression marine mésozoïque depuis les Garrigues vers les Causses. D'où encore et plus tard, l'accumulation de dépôts du Tertiaire inférieur puis du Lutétien, bien représen-tés dans le bassin d'Aniane et enveloppant le dôme de St-Beauzil-le-de-la-Silve. L'activité des dislocations oligocènes est en-core attestée par l'abondance des sédiments détritiques plus ou moins directement corrélatifs, ci-devant attribués au Bar-tonien mais dont il convient de réviser la position stratigra-phique. La phase tectonique récente ne s'affirme, néanmoins, qu'a-près l'Astien dont les rivages, bordés "de limons et de sables continentaux" ne semblent guère avoir dépassé la latitude de Nézignan, au Nord de St-Thibéry, du moins si l'on fait excep-tion de la "ria" grâce à laquelle la mer a envahi un ancien cours préfigurant celui de l'Orb dont on suit la trace jusqu'à Cessenon. Cette phase récente est soulignée par l'activité d'un volcanisme basique, aux épanchements quelque peu avarés, émis à partir de fissures de distension profondes, probablement as-sez tôt obturées, mais dont les différentes manifestations, pour autant que les datations absolues nous soient connues, se sont

étendues du Quaternaire ancien (Valros: 1,6 millions d'années) au Quaternaire moyen (Agde : 740 000 $\pm$ 70 000 années; St-Thibéry : 680 000 $\pm$ 60 000 années). En outre, il y a tout lieu de penser que la subsidence s'est poursuivie assez longtemps pour le secteur s'étendant de Pézenas à Agde, subsidence accélérant la plongée des terrasses climatiques, à partir de la première ville et justifiant, par surcroît, le pivotement vers cet ombilic de fleuves et rivières traversant le grand glacis des cailloutis villafranchiens du Biterrois ou nés à sa surface: Peyne, Thongue, Libron, Orb (E.COULET : 1968-69).

- Le grand accident sécant correspondant en profondeur à la faille-flexure de Nîmes :

Les manifestations volcaniques de Grabels, Montferrier, Maguelone soulignent un autre accident profond radial qui peut correspondre plus ou moins exactement en surface à la faille des Matelles ou à ses répliques orientales dont on peut soupçonner sinon prouver le rejeu récent modéré. A peu près sur le même méridien, au-delà de la cluse de Castelnaud, le sondage du Pont Trincat a permis de retrouver l'édifice jurassique de la Gardiole à -28 mètres, tandis que, plus au Sud, celui de St-Jean-de-Lattes a été arrêté dans le Miocène à -260 mètres (B.GEORGE : 1963). On comprend mieux, ainsi, en basse vallée du Lez, l'ennoyage de la terrasse würmienne par les limons post-glaciaires (J.L.MERCIER et J.M.LAPORTERIE : 1970) qui introduit une présomption localisée de subsidence tardive. Plus au Nord, relayant la faille des Matelles, celle de Corconne

connaîtrait encore des vibrations, selon une communication verbale que nous devons à l'amabilité de M. GOTTIS.

Enfin, nous placerons la Vistrenque parmi les régions d'activité néotectonique, sans pour autant rouvrir la querelle de la "faille" de Vauvert. Cela, non seulement parce que la Vistrenque s'ouvre, au Sud sur le piedmont subsident de Mauguio, mais parce qu'elle correspond, en profondeur à la faille-flexure de Nîmes (et à ses répliques), gigantesque accident qui prend en écharpe les pays rhodaniens et la Planasse, pour se terminer dans les Pyrénées orientales et qui est le type même des grandes cicatrices de l'écorce terrestre à rejeux multiples dont le rôle a été souligné récemment par M. GOTTIS (1971). Ce n'est plus, il est vrai, un accident radial, mais sécant, plus ou moins parallèle à la zone des culminations qui alignent les bordures cévenols et caussenarde et qui forme la corde de l'arc littoral du Golfe du Lion.

c)-Néotectonique et glyptogénèse en relation
avec le compartimentage du relief languedocien:

Ainsi, la néotectonique languedocienne paraît bien avérée. Elle demeure, néanmoins, peu spectaculaire. Au-delà de sa phase principale qui paraît remonter à la fin du Pliocène et au Quaternaire ancien, comme l'analyse sédimentologique des dépôts en provenance des Cévennes et ceux d'origine locale d'une part, et les datations relatives et absolues des épanchements volcaniques, d'autre part, pouvaient le laisser pressentir, il semble bien, pour le Quaternaire moyen et récent, qu'elle

soit restée extrêmement limitée dans son intensité, à peine plus sensible dans quelques secteurs subsidents peu étendus- cette tendance négative n'étant ni constante ni généralisable même dans le milieu littoral comme on l'a vu. La subsidence de l'étang de Vendres, soulignée par la faible altitude (2 mètres) du rivage tyrrhénien du Temple de Vénus, ne serait qu'un fait local si elle ne se rattachait à la mobilité de la basse vallée de l'Aude en aval de Narbonne. Ce domaine, protégé de l'ingression de la mer astienne, mais envahi sûrement par la transgression tyrrhénienne (rivages de Montels, Langel, La Vernède) et peut-être par les pulsations dunkerquiennes dont la plus importante doit correspondre à l'optimum du climat "atlantique", a été marqué, à une époque très récente, par un incident hydrographique notable. Des deux branches de l'Aude, celle qui coulait au Nord de la Clape l'a emporté sur le bras qui s'orientait vers l'étang de Bages et Sigean. Etudiant les lits plus ou moins rectilignes et les croissants de méandres abandonnés, M. GUY (1973) s'efforce à la tâche difficile de les mettre en rapport avec les oscillations du niveau marin et les variations du climat, survenues, les unes et les autres, après la fin du Würm. Plus décisives sont, à notre sens, les relations qu'il établit entre ces manifestations des dynamismes naturels et les reliques de l'activité humaine (anciennes routes et tracés du cadastre romain, lisibles sur la photographie aérienne): selon que celles-ci se moulaient sur les tracés fluviaux, se révélant ainsi postérieures à eux ou qu'étant recou-

pées par ces tracés elles se définissent comme leur étant antérieures. Mais le fait majeur qui demeure est l'abandon de la branche méridionale de l'Aude, évoquant assez bien un déversement peut-être aidé par l'Homme qui n'a pu, néanmoins, qu'accélérer une transformation du paysage préparée par la Nature. On remarque que la mobilité présumée de la basse vallée de l'Aude n'intéresse pas la totalité de l'ancienne cuvette oligocène de Narbonne sur la bordure Sud-occidentale de laquelle les formes et épandages du Quaternaire continental ne sont pas sensiblement déformées, non plus que les rivages eutyrrhéniens bordant l'étang de Bages et Sigean.

Nonobstant ces réserves, flexure sub-littorale-grossièrement Ouest-Est en pays héraultais et gardois, failles radiales Nord-Sud quelquefois soulignées par des épanchements magmatiques, grand accident "sécant" Nord-Est, Sud-Ouest, la néotectonique réanime (ou mieux: continue d'animer), au moins partiellement, le puzzle structural bas-languedocien. Elle contribue donc, à côté de la glyptogenèse qui précise la sculpture du modelé différentiel à renforcer l'aspect compartimenté de nos paysages; elle module, du reste, l'activité des processus érosifs déterminés quant à l'essentiel, par les systèmes morphoclimatiques si efficaces et changeants au Quaternaire. Ainsi s'opposent, en fonction d'un certain potentiel d'érosion hérité de l'activité néotectonique: 1) les secteurs tardivement sub-sidants favorables à l'accumulation mais contraires à une belle hiérarchisation des formes; 2)- les secteurs affectés

d'une surrection modeste qui présentent des aptitudes inverses, tant en ce qui concerne le Quaternaire continental que les anciens rivages. Autant qu'on puisse les cerner, ces secteurs limités par des accidents d'orientations bien connues en notre région, paraissent correspondre, dans la plupart des cas, aux "panneaux" du socle auxquels nous avons fait allusion précédemment, tant à propos de la sédimentation que de la structure et du gauchissement des surfaces d'érosion que des circulations souterraines. C'est là, à notre sens, l'un des traits les plus caractéristiques de notre terrain d'étude: on ne s'étonnera pas qu'il ait servi de fondement pour déterminer les articulations du chapitre suivant, consacré aux aspects régionaux du Bas-Languedoc.

